ENCYCLOPÉDIE

DES

SCIENCES

GÉOLOGIE

I

GRANDE ENCYCLOPÉDIE ALPHA DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES

GÉOLOGIE

I

GRANGE BATELIÈRE, PARIS - ÉDITIONS KISTER, GENÈVE - ÉRASME, BRUXELLES-ANVERS



Publiée sous le haut patronage de :
Messieurs les professeurs :
Jean DORST, membre de l'Institut,
Charles FEHRENBACH, membre de l'Institut,
Roger HEIM, membre de l'Institut,
Monsieur l'amiral André JUBELIN,
Messieurs les professeurs :
Pierre LÉPINE, membre de l'Institut,
Louis LEPRINCE-RINGUET, de l'Académie française,
Jean-François LEROY, professeur au Muséum national d'histoire naturelle,
Henri NORMANT, membre de l'Institut,
Monsieur Jacques PICCARD, docteur ès sciences h.c.

Réalisation	IDÉES ET ÉDITIONS 16, avenue de Friedland, 75008 Paris
Comité de direction	Simone DEVAUX, Uberto TOSCO.
Rédaction	Patrick PHLIPONEAU, Françoise MENU, Marie-Noëlle PAILLETTE, Vanina DORÉ, William LE GOAN.
Recherche de l'illustration	Mathilde RIEUSSEC.
Mise en pages	Tito TOPIN et Serge BROCHE.
Illustrations techniques	Richard COLIN.
Coordinateur des dessins	Mario LOGLI.
Fabrication	Sylvia COLIN, Sylvie MARCHAND, Jocelyne DUCHESNE, Jocelyne TÉPÉNIER.
Directeur de la publication	J.-P. BRÉVOST.

Ont collaboré à ce volume :

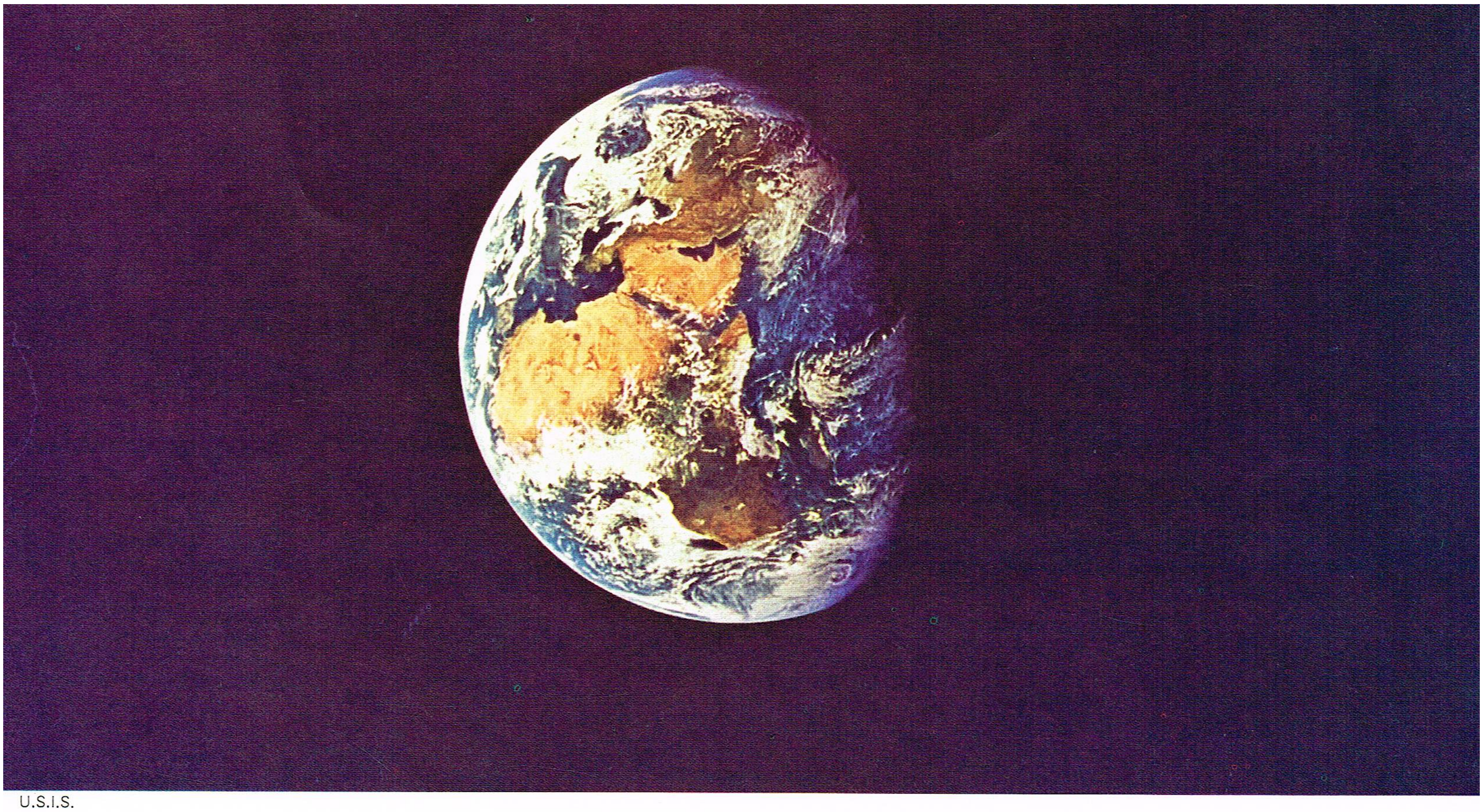
J. FABRIÈS, pour l'introduction.

H.-J. SCHUBNEL en collaboration avec P. ROSE-BERTHELON, pour la minéralogie.

M. BOUROT, pour les météorites.

M. COLCHEN, pour géologie stratigraphique et géologie historique et régionale.

M.-J. BARRAULT, A. BEAUGRAND, C. CHARLES, E. CRENER, F. DENIEL,
A. DENIS, J.-P. KELLER, A. TRUCHON, D. TURKI-ZAGHBIB,
L. VAN EGROO, pour la paléontologie.



U.S.I.S.

▲ *L'étude de l'évolution de notre planète (formée il y a 4,6 milliards d'années) est un des objets fondamentaux de la géologie. Sur cette photo, prise à bord d'Apollo 11, à environ 181 km d'altitude, l'Afrique et des portions de l'Europe et de l'Asie peuvent être repérées.*

LA GÉOLOGIE

A l'échelle de l'homme, la Terre apparaît comme un champ d'étude immense dans l'espace comme dans le temps. C'est en effet un objet de taille élevée puisque son rayon moyen est de 6 371 km et d'un âge important (4,6 milliards d'années), difficile à percevoir directement par l'homme. Ces dimensions démesurées sont responsables de la variété des matériaux et de la variété des phénomènes qui interviennent, et constituent donc une des difficultés majeures à laquelle se heurtent les géologues. Aucun objet géologique n'est en effet rigoureusement identique à un autre, quel que soit le niveau de l'observation. L'Afrique est différente de l'Eurasie, ou de l'Amérique du Nord ; de même les roches qui sont des mélanges continus de minéraux ont rarement des compositions et des textures analogues. Cette complexité de l'objet à étudier vient aussi du fait que chaque matériel géologique ou chaque milieu géologique est pratiquement unique, résultant d'une évolution particulière qui s'intègre dans l'évolution générale de la Terre depuis son origine. Ces situations géologiques très complexes et irrégulières sont évidemment le résultat de processus qui sont régis par des lois régulières de la physique et de la chimie mais dont le nombre des variables intervenant est extrêmement grand. C'est un caractère général à toutes les sciences naturelles ; mais à la différence de la géologie, dans les sciences biologiques, comme la zoologie ou la botanique, chaque espèce vivante présente une variabilité relativement réduite et surtout un nombre important d'individus qui permet alors une étude statistique susceptible de déterminer des caractères généraux spécifiques.

La Terre dans le système solaire

La Terre est une des neuf planètes principales gravitant autour du Soleil, qui représente à lui seul 99,8 % de la masse totale du système. Elles décrivent des orbites elliptiques de faible excentricité, donc pratiquement circulaires, situées dans des plans très proches de l'écliptique. Toutes ces planètes, ainsi que la plupart de leurs satellites, tournent dans le même sens autour du Soleil, le sens de rotation étant le sens direct (sens inverse des aiguilles d'une montre) pour un observateur regardant la face nord du système solaire qui est très aplati. C'est aussi le sens de rotation sur elles-mêmes de la plupart des planètes (sauf Vénus et Uranus). Les distances planètes — Soleil sont exprimées en unités astronomiques (U.A.), une unité astronomique étant égale à la longueur du demi grand axe de l'orbite terrestre et valant 149 675 000 km. Ces distances, sauf pour Neptune, obéissent approximativement à la loi empirique de Titius-Bode : $r = 0{,}4 + 0{,}3 \times 2^n$, *avec* $n = -\infty$ *pour Mercure,* $n = 0$ *pour Vénus,* $n = 1$ *pour la Terre,* $n = 2$ *pour Mars,* $n = 4$ *pour Jupiter... La régularité remarquable de ces caractères laisse supposer une même origine temporo-spatiale des éléments du système solaire.*

Les planètes peuvent être classées en deux catégories : les petites planètes, proches du Soleil, et les grosses planètes à densité faible, Jupiter, Saturne, Uranus, Neptune et Pluton. Celles du premier groupe, appelées aussi « planètes telluriques », Mercure, Vénus, Terre, Mars, auxquelles il faut ajouter la Lune, possèdent des propriétés comparables à celles de la Terre, en particulier la

▶ *A gauche, tableau des principales données mécaniques concernant les planètes telluriques. A droite, tableau de la répartition de 698 chutes de météorites observées entre 1942 et 1961 (d'après Kiel). En 1966, 2 045 météorites différentes étaient enregistrées dans les grandes collections mondiales; plusieurs dizaines ont été recueillies depuis lors.*

Tableau 1

	a (U.A.)	Masse	Rayon	Densité
Mercure	0,387	0,054	0,377	5,59
Vénus	0,723	0,814	0,957	5,12
Terre	1,0	1,0	1,0	5,52
Lune	—	0,012	0,273	3,34
Mars	1,524	0,108	0,53	~ 4,0

Tableau 2

	Nombre de chutes	Proportions numériques %	Proportions pondérales %
Aérolithes	647	92,7	33,7
dont chondrites	592	84,8	29,3
dont achondrites	55	7,9	4,4
Sidérites	39	5,6	64,6
Lithosidérites	12	1,7	1,7

densité (tableau 1). Cependant leurs densités moyennes déterminées d'après les lois de la mécanique céleste ne sont pas constantes et varient de façon significative; elles suggèrent donc que les planètes telluriques ont des compositions chimiques globales probablement différentes. Les études spatiales récentes ainsi que l'astrophysique ont montré également que chaque planète présente des conditions locales particulières, telles que présence ou absence d'atmosphère. Les conditions du fractionnement chimique sur ces planètes sont donc probablement très diverses.

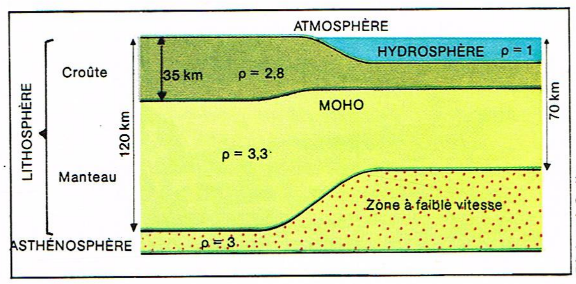
Entre les deux groupes des planètes principales, circule une multitude de petits objets, appelés astéroïdes; ils se disposent grossièrement en une ceinture à une distance du Soleil correspondant à la valeur n = 3 *de la loi de Titius-Bode. Ces astéroïdes ont des dimensions très variables et des formes généralement irrégulières. On estime à 10 000 le nombre des corps dont le diamètre dépasse 10 km, et à 10^{11} ceux de diamètre supérieur à 1 m. Les plus gros (Cérès, 770 km; Pallas, 480 km; Vesta, 380 km; Junon, 190 km) ont une forme sensiblement sphérique. Ces astéroïdes correspondraient à des fragments d'un ou plusieurs corps planétaires brisés ou bien à des morceaux de matière planétaire dont l'accrétion n'a pas été suffisante pour former une planète. Les météorites, qui sont des corps solides rencontrant régulièrement la Terre et les autres planètes telluriques, représenteraient de tels astéroïdes, comme le laisse supposer la nature identique de leurs orbites respectives autour du Soleil. La constitution physique et minéralogique des météorites fournit donc des renseignements très précieux sur la nature des astéroïdes, ainsi que sur la composition interne et primitive de la Terre.*

L'histoire de la Terre est en effet à l'échelle de celle du système solaire et les périodes de temps se mesurent en milliards d'années. On pense que les éléments chimiques du système solaire se sont formés par nucléo-synthèse il y a environ 7 à 8 milliards d'années. De même les planètes, dont la Terre, se seraient formées pendant un temps relativement court, de l'ordre de 300 millions d'années, il y a 4,6 milliards d'années. L'étude de l'évolution de notre planète depuis cette date est un des objets fondamentaux de la géologie.

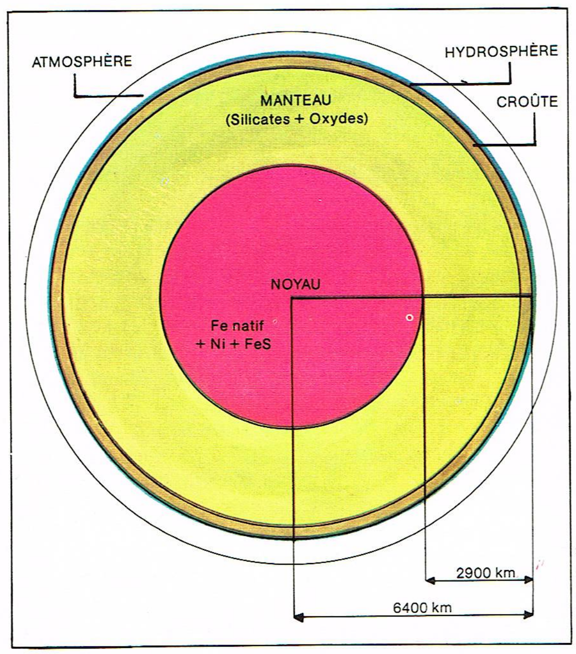
▼ *A gauche, tableau de la composition chimique globale moyenne de la croûte océanique et de la croûte continentale (d'après Ronov et Yaroshevsky [1969]). A droite en haut, données concernant les propriétés rhéologiques du manteau supérieur et de la croûte de la Terre. L'étude de ces propriétés a entraîné le concept moderne de lithosphère, cette dernière comprenant la croûte et une partie du manteau. A droite en bas, schéma classique de la structure de la Terre; l'hydrosphère et l'atmosphère ont été indiquées.*

Tableau 3

	CROÛTE continentale	CROÛTE océanique	Moyenne de la croûte (pourcentage en poids)	
SiO_2	60,2	48,7	Oxygène	46,6
TiO_2	0,7	1,4	Silicium	27,7
Al_2O_3	15,5	16,5	Aluminium	8,2
Fe_2O_3	2,5	2,3	Fer	5,0
FeO	3,8	6,2	Calcium	3,7
MnO	0,1	0,2	Sodium	2,9
MgO	3,1	6,8	Potassium	2,6
CaO	5,5	12,3	Magnésium	2,1
Na_2O	3,0	2,6		98,8
K_2O	2,9	0,4		
P_2O_5	0,2	0,2		



Richard Colin



Richard Colin

Structure et constitution de la Terre

Seule la partie superficielle de la Terre, jusqu'à une profondeur de quelques kilomètres, est directement accessible à l'observation et permet le prélèvement d'échantillons. La structure et par suite la constitution internes de notre planète sont beaucoup plus difficiles à déterminer ; elles ne peuvent être connues qu'indirectement par la construction de modèles qui tiennent compte des données de la gravité en surface, de la rotation, du moment d'inertie... et surtout de la propagation des ondes sismiques lors des tremblements de terre, et qui expliquent la formation des corps géologiques observés en surface. Ces préoccupations sont du domaine d'une discipline voisine de la géologie, la géophysique, *qui étudie les phénomènes physiques concernant le globe terrestre dans leurs manifestations instantanées, et qui fournit au géologue des informations sur les couches profondes. Mais il ne faut pas oublier que les modèles ainsi élaborés restent toujours arbitraires sur différents points et ne donnent de la Nature qu'une image simplifiée et provisoire, fonction des moyens de mesure disponibles actuellement.*

Le schéma classique de la structure interne de la Terre comporte trois grands ensembles concentriques. La partie centrale est occupée par un noyau, *d'un rayon de 3 400 km environ et dont la densité élevée permet de supposer une composition à base de fer métallique essentiellement, plus du nickel et du sulfure de fer. Il est séparé par la discontinuité de Gutenberg du* manteau *qui forme une enveloppe d'environ 2 900 km et dont la composition est dominée par la présence de silicates (riches en magnésium et en fer) et d'oxydes. On a cru pendant longtemps que le manteau était homogène et entièrement uniforme ; les progrès récents de la géophysique et de l'exploration océanographique ont permis de se rendre compte qu'il n'en était rien. On pense que l'hétérogénéité du manteau provient de phénomènes de différenciation par fusions partielles successives d'un manteau primitif relativement uniforme et dont la composition serait très comparable à celle des chondrites.*

Le manteau est limité vers l'extérieur par la discontinuité séismique de Mohorovicic (en abrégé Moho) qui le sépare de la croûte, *caractérisée par une densité plus faible, 2,8 en moyenne, et une grande hétérogénéité. Une distinction fondamentale entre les domaines océaniques et les domaines continentaux est rapidement apparue au sujet de la profondeur du Moho. Sous les Océans, cette discontinuité est située à 10-12 km de profondeur alors qu'elle est en moyenne à 35 km sous les continents. Étant donné la profondeur moyenne de 4 km des Océans et l'altitude moyenne des continents de 800 m au-dessus du niveau de la mer, la croûte océanique a une épaisseur beaucoup plus faible (8 km environ) que la croûte continentale.*

La croûte océanique est constituée essentiellement par une couche basaltique reposant sous une mince couverture de sédiments. Au-dessous de cet ensemble accessible à l'observation directe s'étend une couche dont la composition est encore controversée : roches basiques, grenues métamorphiques (du type gabbro métamorphisé), ou roches ultrabasiques hydratées (du type serpentinite).

La croûte continentale a une structure et une composition beaucoup moins régulières. Elle est cependant caractérisée par l'abondance de roches magmatiques telles que les granites qui n'existent pas dans les domaines océaniques. Les études statistiques ont montré que les roches les plus abondantes dans la croûte continentale sont (a) les granites, granodiorites et diorites, (b) les basaltes, gabbros, amphibolites et (c) leurs équivalents métamorphiques ; les roches sédimentaires ont une importance faible.

Malgré leur différence fondamentale, la croûte océanique et la croûte continentale passent graduellement de l'une à l'autre de façon continue comme cela a été observé sur la marge du continent américain au Pérou. Le tableau 3 indique la composition globale moyenne de ces deux catégories de croûte, d'après Ronov et Yaroshevsky (1969), ainsi que la moyenne générale des deux en tenant compte des proportions relatives de ces deux milieux géologiques. On voit ainsi que huit éléments, O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, constituent à eux seuls la quasi-totalité (99 % en poids) de la croûte terrestre. Tous les autres corps simples, en particulier certains métaux pourtant les plus usuels pour l'homme, ont des teneurs moyennes largement inférieures à 1 %, comme le cuivre (0,005 5 %), le plomb (0,001 3 %) ou le zinc (0,007 0 %). Les huit éléments prépondérants sont en fait les composants majeurs des silicates et de la silice qui forment à eux seuls plus de 95 % de la croûte, quartz + feldspath représentant 63 %, pyroxène + olivine 14 %, les silicates hydratés (amphibole, mica, chlorite et argiles) 14,5 %, les carbonates 2 %.

L'étude des propriétés rhéologiques du manteau supérieur et de la croûte a entraîné le concept moderne de lithosphère. *Du point de vue rhéologique, le manteau peut être grossièrement divisé en trois couches concentriques, possédant des caractéristiques mécaniques très différentes : la lithosphère, l'asthénosphère et la mésosphère.*

La lithosphère *est la couche superficielle, extrêmement rigide, élastique et résistante, dont l'épaisseur varie de 70 km sous les Océans à 150 km sous les boucliers continentaux. Sa définition est purement rhéologique et non chimique puisqu'elle comprend la croûte, continentale ou océanique, et le manteau supérieur. En fait cette lithosphère serait constituée d'un nombre restreint (peut-être six) de plaques rigides (calottes sphériques) qui peuvent se mouvoir tangentiellement les unes par rapport aux autres.*

*L'*asthénosphère *sur laquelle reposent les plaques lithosphériques correspond à la* zone à faible vitesse *de propagation des ondes sismiques et se définit comme une couche plastique n'offrant pas de résistance aux contraintes pour une durée suffisamment grande et dans laquelle les ondes sismiques se propagent avec de faibles vitesses. Elle s'étend jusqu'à une profondeur de 350 km à partir de laquelle se développe la* couche de transition *qui est caractérisée par une augmentation progressive, par paliers, de la vitesse de propagation des ondes et de la densité des roches jusqu'à 850 km. Au-delà de cette profondeur, la* mésosphère *constitue la majeure partie du manteau (manteau inférieur) où les vitesses et les densités ont des valeurs élevées.*

*La partie superficielle de la Terre au-dessus de la lithosphère est constituée également d'enveloppes plus ou moins concentriques. L'*hydrosphère *comprend l'ensemble des Océans, des mers, des*

*lacs, des rivières et des glaciers. Près de 71 % de la surface du globe terrestre est couverte par les Océans ; mais l'eau est présente en quantité relativement importante dans les niveaux très superficiels de la croûte et joue un rôle souvent prépondérant dans les processus de tels milieux géologiques. L'*atmosphère *correspond à l'enveloppe gazeuse externe, dans laquelle l'azote, l'oxygène et l'argon sont les trois constituants majeurs. On a l'habitude de distinguer aussi la* biosphère *pour désigner l'ensemble des êtres vivants qui se développent aux interfaces lithosphère-atmosphère-hydrosphère. La vie qui est une des caractéristiques de notre planète dans le système solaire est en réalité un phénomène géologique important et a des interactions évidentes avec d'autres phénomènes géologiques dans les domaines superficiels.*

Les grands traits structuraux et dynamiques de la Terre

La surface de la Terre est actuellement couverte à plus de 70 % par les Océans. L'Océan Pacifique est plus grand que tous les autres réunis puisqu'il représente 35,4 % de la surface terrestre. Les masses continentales ne sont pas non plus réparties de façon homogène puisque 65 % d'entre elles sont situées dans l'hémisphère boréal. Il faut remarquer également que dans plus de 95 % des cas, toute localité continentale a son antipode situé dans le milieu océanique.

Plus des deux tiers de la surface des continents, soit 21 % de la surface totale, ont une altitude comprise entre 0 et 1 km, l'altitude moyenne des continents s'établissant à 0,875 km. Par ailleurs, près des trois quarts de la surface des Océans (74 %, soit 52,5 % du total) ont une profondeur comprise entre 3 et 6 km, avec une valeur moyenne de 3,73 km. Les dénivellés maximaux entre les altitudes continentales les plus hautes (mont Everest, 8 848 m) et les profondeurs les plus grandes (fosse des Mariannes, plus de 11 km) atteignent une vingtaine de kilomètres, représentant plus de la moitié de l'épaisseur moyenne de la croûte continentale. Ces deux grandes unités orographiques correspondent respectivement aux plates-formes continentales et aux bassins océaniques.

Morphologie des continents

Les continents sont caractérisés par trois ensembles structuraux : les boucliers anciens (près de 6 % de la surface totale), les plates-formes continentales (18 % du total), et les chaînes de montagnes plissées, récentes (5,5 % du total). Les plates-formes continentales sont essentiellement constituées par des couvertures sédimentaires, reposant sur des socles plus anciens, préalablement arasés et pénéplanés.

Les chaînes de montagnes récentes (principalement tertiaires) forment des zones allongées de roches et de terrains plissés, qui ont reçu le nom de ceintures orogéniques. Elles se répartissent en deux grands ensembles, la ceinture du Pacifique et la zone dite méditerranéenne ou alpine, qui borde au sud le continent eurasien, et qui se branche sur la précédente au niveau des Moluques et se termine à Gilbraltar. Ces ceintures orogéniques sont caractérisées par la présence de structures arquées comme les chaînes de l'Himalaya, des Carpates, ou les arcs insulaires du Pacifique occidental, des Antilles, etc.

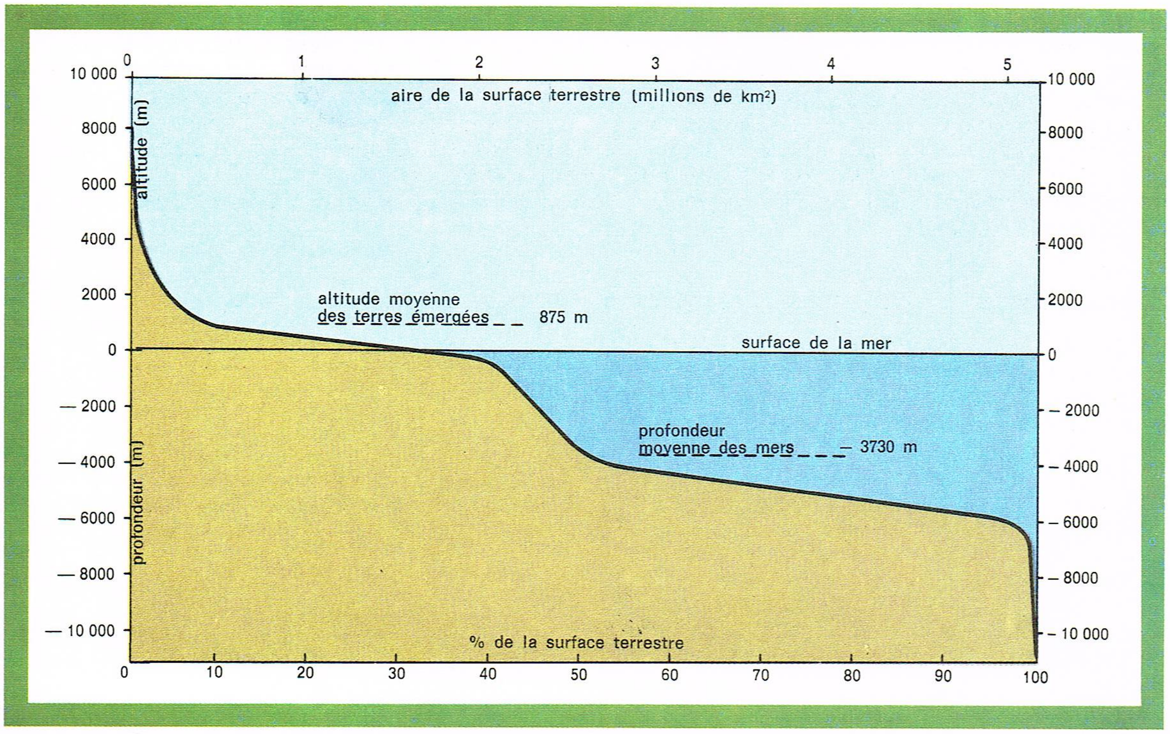
Morphologie des Océans

Deux grandes unités morphologiques caractérisent les fonds océaniques et représentent près de 75 % de la surface des Océans : les bassins et les dorsales océaniques. Les bassins océaniques comprennent les plaines abyssales et les régions à collines abyssales. Les dorsales océaniques correspondent à de larges élévations en forme d'arche, abondamment fracturées. La partie centrale, la zone des crêtes, est occupée par un fossé ou rift de quelques kilomètres de large, dominé par deux blocs ayant une topographie très accidentée. Le rift est en fait constitué par une succession de segments rectilignes décrochés les uns par rapport aux autres par des failles transverses. Les flancs d'une dorsale océanique comprennent une série de chaînons parallèles à la direction du rift, qui sont compartimentés comme lui par des décrochements transverses et qui s'élèvent progressivement depuis les plaines abyssales. On a remarqué une symétrie très poussée dans la morphologie des deux versants d'un même segment de dorsale océanique. Les rifts des dorsales forment un ensemble qui court avec plusieurs embranchements à travers tous les Océans à la surface de la Terre.

Une autre catégorie morphologique est constituée par les fosses océaniques, qui ont une grande importance structurale bien qu'elles représentent moins de 2 % de la surface totale des fonds marins. Ce sont des dépressions longues et étroites, plus profondes que les plaines abyssales et à flancs raides. Les dimensions de ces fosses ont les ordres de grandeur suivants : plus de 1 000 km de long, 100 km de largeur en surface, 10 km au fond... Elles sont en général dissymétriques, la pente étant abrupte du côté où elles bordent un continent ou un arc insulaire. Les fosses les plus profondes (supérieures à 10 km) accompagnent les guirlandes du Pacifique occidental.

Les marges continentales

Comme son nom l'indique, la marge continentale est la zone de passage du continent à l'Océan. Elle comprend en principe trois parties : le plateau continental qui correspond à la continuation immergée du continent, la pente continentale et le glacis précontinental. L'étendue et la profondeur du plateau continental sont très variables, respectivement de 0 à 1 500 km (en moyenne 78 km) et de 20 à 550 m (moyenne 133 m). Cette disposition ternaire caractérise en fait un type de marge continentale, le type atlantique. *On distingue également le* type andin *comportant un plateau continental très étroit et une pente continentale immédiatement au-dessus d'une fosse océanique. Enfin le* type arc insulaire *est constitué par une guirlande d'îles volcaniques bordée du côté du large par une fosse océanique et séparée du continent par un petit bassin océanique.*



I.G.D.A.

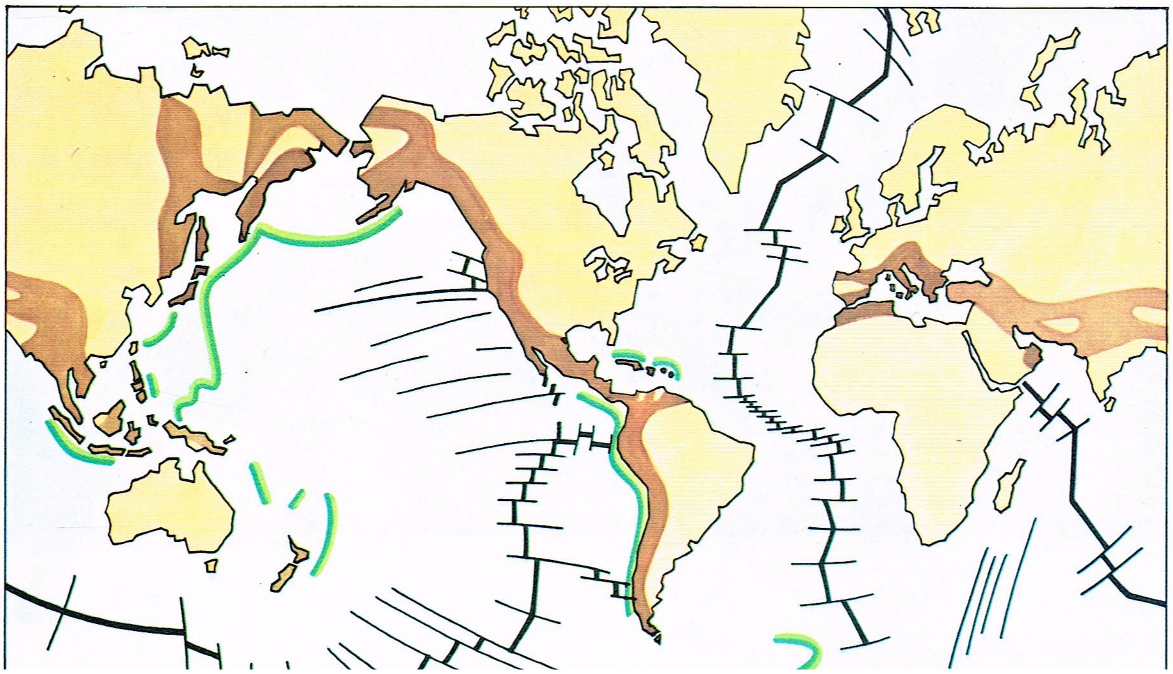
◀ *Courbe hypsographique de la surface de la Terre : 21% de la surface totale ont une altitude comprise entre 0 et 1 km, soit une altitude moyenne des continents s'établissant à 0,875 km, alors que la valeur moyenne de la profondeur des Océans est de — 3,73 km.*

Manifestations énergétiques à la surface de la Terre

La surface du globe terrestre est le siège de manifestations énergétiques qui ont un aspect discontinu à l'échelle humaine, mais qui s'intègrent dans un processus continu dans l'échelle de temps géologique. Elles sont essentiellement de deux types, les séismes ou tremblements de terre qui correspondent à des manifestations d'énergie mécanique, et les volcans liés à des transferts de matière. Leur répartition à la surface de la Terre n'est pas quelconque et met au contraire en évidence certaines zones remarquables, qui paraissent « vivantes » comparées aux autres. Ces zones sont appelées zones tectoniquement actives.

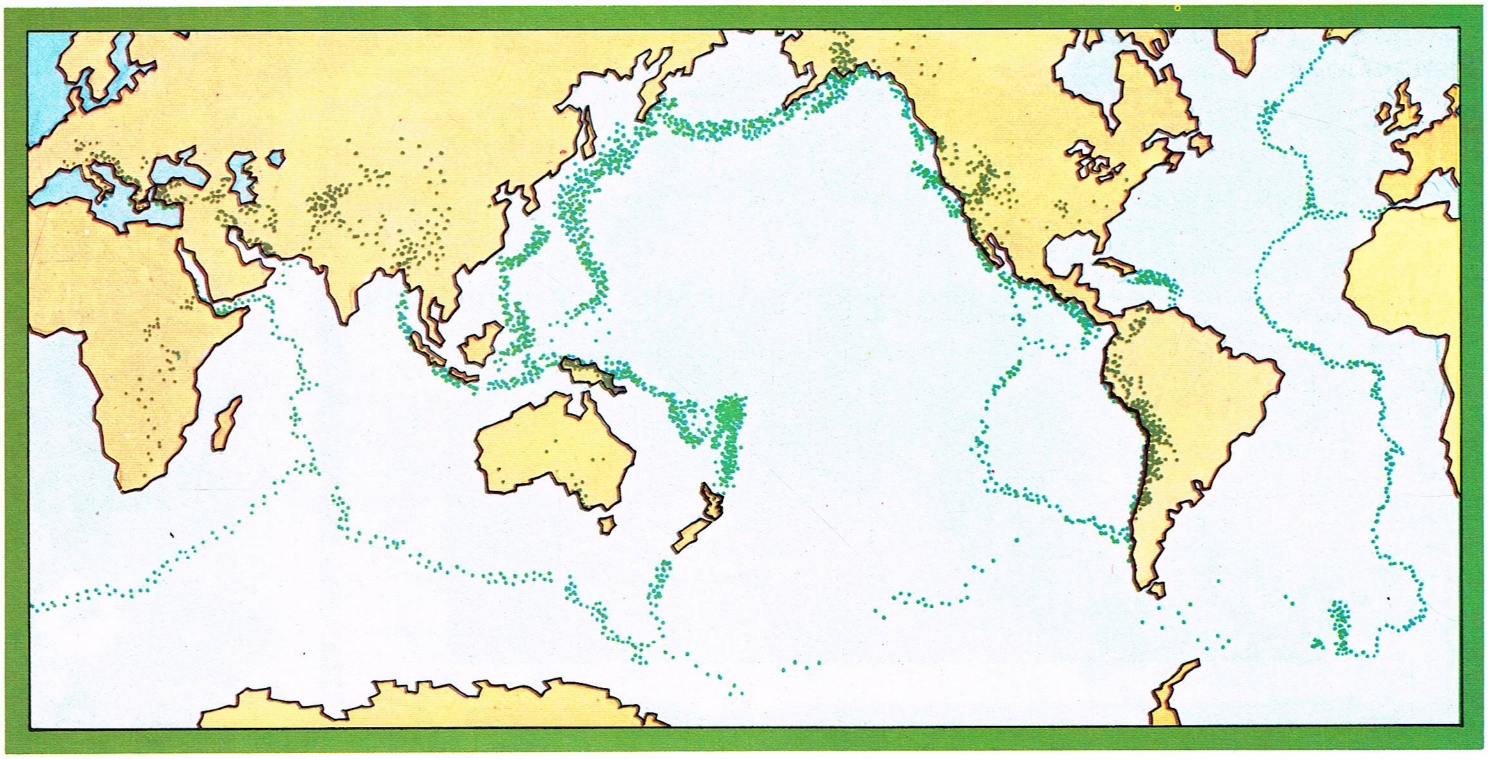
Les tremblements de terre libèrent annuellement une quantité d'énergie assez constante, de l'ordre 10^{26} à 10^{27} ergs. Sur environ 300 000 séismes annuels, une vingtaine représentent à peu près 90 % de l'énergie totale. On distingue trois catégories de séismes, en fonction de leur profondeur; les séismes superficiels de 0 à 70 km (70 % du total), les moyens de 70 à 300 km (25 %) et les profonds de 300 à 700 km (5 %). L'essentiel de l'énergie mécanique libérée l'est dans les 100 premiers kilomètres. Leur répartition géographique fait apparaître deux types de zones sismiques : les régions plissées récentes (Tertiaire-Quaternaire) et les dorsales océaniques qui se distinguent de façon spectaculaire par la quantité d'énergie libérée, les premières représentant à elles seules 90 % du total de l'énergie. Il faut remarquer aussi que la ceinture circumpacifique groupe à peu près les 4/5 des séismes connus. Les zones de plissements tertiaires-quaternaires sont le siège jusqu'ici exclusif des séismes profonds dont la présence est généralement liée à celle d'une fosse océanique.

La distribution des volcans actifs présente un certain parallélisme avec celle des séismes. Ils se localisent tout d'abord le long des chaînes plissées récentes, autour du Pacifique (« ceinture de



Richard Colin

◀ *Principales unités structurales à la surface de la Terre. Traits verts, fosses océaniques; traits noirs épais, rides des dorsales océaniques; traits noirs fins, failles des décrochements océaniques; en beige, plates-formes et boucliers continentaux; en brun foncé, chaînes de montagnes tertiaires et quaternaires; en bleu, domaines océaniques.*

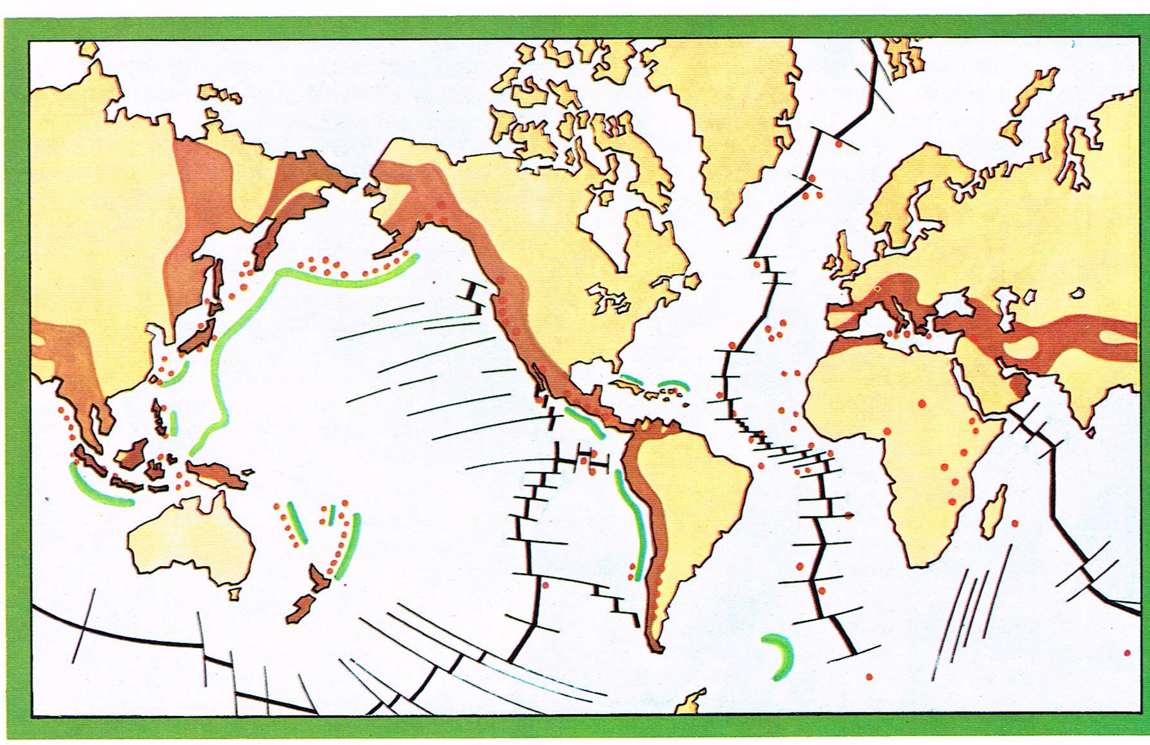


Richard Colin

▲ La surface du globe terrestre est le siège de manifestations énergétiques (séismes et volcans) dont la répartition à la surface de la Terre n'est pas quelconque et met au contraire en évidence des zones tectoniquement actives; ici, la localisation des zones de séismes.

feu » du Pacifique) et dans la région méditerranéenne et alpine. Ils s'échelonnent aussi suivant les rifts des dorsales océaniques et sur certaines failles de décrochement ou à leur proximité. Dans les domaines océaniques certains volcans se développent aussi en chapelets sur des rides asismiques (sans tremblement de terre), comme les archipels d'Hawaii, de Polynésie par exemple. Sur les continents ils accompagnent les fossés d'effondrement tectonique comme la Limagne, le fossé rhénan ou les « rift-valleys » de l'Est africain. D'une manière générale les volcans sur les dorsales et sur les rides asismiques océaniques sont de faible explosivité; par contre, ceux liés aux chaînes plissées circumpacifiques qui groupent plus de 75 % des volcans actifs sont très explosifs.

Cette fresque rapide des grands traits structuraux et dynamiques de la surface de la Terre fait apparaître l'objectif fondamental de la géologie. Cette science a pour but essentiel de retracer l'histoire de la Terre afin de découvrir comment les continents se sont formés et ont acquis leur allure actuelle, et quels ont été le développement et l'évolution du plancher océanique. Les connaissances que nous possédons aujourd'hui sur ces problèmes n'ont été évidemment acquises qu'à la suite d'une lente progression des idées et des recherches.



Richard Colin

▶ Répartition des volcans actifs (points rouges).

Historique des connaissances géologiques

De tous temps les roches et les minéraux ont retenu l'attention des hommes, qui très tôt se sont exercés à reconnaître empiriquement les « pierres » utiles à la confection des outils et des armes de plus en plus perfectionnés, ainsi que de leur parure et de leur ornementation. Les hommes préhistoriques ont ainsi utilisé progressivement certains matériaux terrestres, tels que les silex, les jaspes et même des coquilles de dentales fossiles pour faire des colliers, bien avant d'en acquérir toute conscience scientifique. Les formes curieuses et géométriquement régulières des cristaux naturels, les couleurs souvent splendides de certains minéraux et roches leur ont suggéré au contraire des vertus magiques, des concepts mystiques dont des réminiscences subsistent encore de nos jours.

L'utilisation des métaux a succédé progressivement à celle de la pierre dès la plus haute antiquité, surtout au Moyen-Orient. Le cuivre a été découvert le premier au Ve millénaire avant J.-C. du fait de sa métallurgie très facile, et exploité activement en Iran. Au début du IIIe millénaire apparaissent l'étain et son alliage avec le cuivre, le bronze ; enfin le fer commence à être utilisé au IIe millénaire par les Hittites. Pendant cette période ancienne, les exploitations minières se sont développées et les hommes ont appris à reconnaître les caractères des minerais métalliques en vue de leur prospection.

La Grèce

La Grèce antique a contribué d'une manière brillante au développement des connaissances géologiques, dont la plupart possèdent dès lors un caractère et une formulation scientifiques. Dès le VIe siècle av. J.-C., Pythagore (580-500 environ) reconnaît que la Terre est une planète sphérique et que le modelé du relief est dû à l'érosion par les agents superficiels tels que l'eau, qui est responsable du creusement des vallées. Anaxagore (500-428) puis Aristote (384-322) comprennent le cycle superficiel de l'eau, évaporation, pluie, ruissellement des eaux courantes et rassemblement dans les rivières et les fleuves.

Une autre découverte importante est celle de la nature exacte des fossiles. Xénophane (570-480) observe l'existence de fossiles marins dans des terrains consolidés situés à l'intérieur des terres, et loin de toute mer. Pythagore à peu près à la même époque et plus tard Hérodote (484-425) font des observations similaires desquelles ils concluent à la variation avec le temps des limites entre les continents et les Océans. Le problème des causes responsables de ces fluctuations entre mers et continents a préoccupé plusieurs philosophes grecs. Thalès (640-547) qui avait découvert les propriétés électrostatiques de l'ambre imaginait l'eau comme principe actif. Au contraire le feu intérieur fut invoqué comme cause principale par Parménide (VIe-Ve siècle), son élève Zénon d'Élée (Ve siècle), et surtout Empédocle (490-430) qui étudia l'Etna et qui mourut d'ailleurs en tombant dans le cratère de ce volcan. De ses observations sur les éruptions volcaniques, cet auteur eut l'idée des mouvements souterrains de laves et est ainsi à l'origine de la notion importante de transfert de matière à l'intérieur de la Terre.

Le concept de la durée considérable des phénomènes géologiques par rapport à l'échelle humaine apparaît également dans les enseignements d'Anaxagore et surtout d'Aristote qui écrit : « Les révolutions du globe sont si lentes, comparativement à la durée de notre existence, qu'elles passent inaperçues. » Dans le même courant d'idées, Strabon définit une méthode pour déchiffrer l'histoire de la Terre et qui constitue un premier énoncé du principe dit des « causes actuelles » : « Il convient de déduire nos explications de choses qui tombent sous nos sens et qui, dans une certaine mesure, se passent tous les jours sous nos yeux. »

La civilisation grecque classique a donc apporté un nombre important de résultats et de méthodes scientifiques concernant la géologie. Plusieurs concepts fondamentaux furent émis, comme la variation des domaines océaniques et continentaux au cours des temps, la durée considérable des processus géologiques, le cycle de l'eau, l'existence de transferts de matière de l'intérieur vers l'extérieur de la planète, les fondements de la paléontologie et le problème du renouvellement des espèces.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***Cristaux de sel gemme coloré (British Museum, Londres).***

Rome

L'apport des Romains est au contraire décevant à côté de celui des Grecs dans le domaine scientifique. La progression des connaissances géologiques est pratiquement arrêtée dès la conquête de la Grèce (IIe siècle av. J.-C.) et les premiers siècles de notre ère virent même une régression et le retour de certaines croyances mystiques. Mais le caractère ingénieux du peuple romain permit le développement des exploitations de pierres pour la construction et la décoration ainsi que celles des mines dont la conquête a joué un rôle important dans l'histoire romaine.

Le Moyen Age

L'héritage de l'esprit scientifique de la Grèce ancienne dont un dernier éclat luit grâce à la deuxième école d'Alexandrie, est transmis par Byzance aux Arabes qui, ayant traduit les œuvres des savants grecs et alexandrins, vont maintenir dans le monde méditerranéen le niveau des connaissances.

En Europe occidentale, la période qui s'étend du Ve au XIIe siècle est marquée par une importante régression de l'acquis scientifique. Il fallut attendre le XIIe siècle pour qu'une tentative de renouveau s'amorçât. Ce phénomène qui se traduisit notamment par la fondation d'universités dans plusieurs villes importantes (Paris, Oxford, Montpellier, Naples...) fut une des conséquences des croisades et aussi du rayonnement des universités arabes de Séville, de Tolède et surtout de Cordoue, avec Averroès (1126-1198) qui fit traduire de nombreux textes arabes en hébreu. Plusieurs lettrés juifs entreprirent leur traduction en latin (Gérard de Crémone, Jean de Luna, Ibn Tiddon...),



C. Bevilacqua



Scala

▲ A gauche, représentation d'une vieille croyance populaire; un gisement de magnétite attire les clous d'un navire, entraînant ainsi son effondrement et le naufrage (planche du **Hortus sanitatis***). A droite, Léonard de Vinci (1452-1519) qui, entre autres travaux, jeta les bases de la stratigraphie et de l'analyse structurale des terrains plissés; il démontra aussi que la présence des fossiles marins dans les terrains n'est pas la conséquence du Déluge.*

▶ Page ci-contre : en bas à gauche, portrait de Georges Bauer, dit Agricola (1494-1555), qui consigna la somme des connaissances de son époque sur l'art minier, établit une classification et créa le terme de **fossile.**

surtout à partir des ouvrages conservés à Tolède, et permirent ainsi un accès plus aisé des lettrés occidentaux à la connaissance des savants helléniques, en particulier Aristote.

Ainsi depuis cette époque, l'Occident européen commença à rapprendre la science antique progressivement jusqu'au XVe siècle. On redécouvrit la signification exacte des fossiles, avec Albert de Bollstoedt, dit le Grand (1193-1280), ou le moine Ristoro d'Arizzo (1239-1282), qui le premier semble avoir introduit l'explication du Déluge comme facteur responsable de l'extinction de ces espèces animales. La découverte de la pensée d'Aristote va en effet peser sur la pensée des lettrés médiévaux, dont une des préoccupations fut de se livrer à des spéculations pour concilier le rationalisme et la logique aristotéliciens avec les principaux dogmes chrétiens. Il en résulta de nombreuses discussions d'ordre métaphysique, laissant très peu de place aux observations réelles ou aux méthodes expérimentales. La science dut donc évoluer sous la double emprise de la Bible et d'Aristote et s'enferma dans un véritable dogmatisme. Certains esprits tentèrent cependant de secouer ce joug au XIVe siècle, comme Albert de Saxe (1316-1390) qui entrevit l'action antagoniste de l'érosion et du soulèvement des continents dans l'élaboration de la morphologie de la surface terrestre.

La Renaissance

La première moitié du XVIe siècle est marquée par une tentative de lutte contre l'emprise d'Aristote et de la scholastique. Elle fut généralement l'œuvre de médecins, car en ce temps-là l'art de la médecine couvrait pratiquement l'étendue des connaissances scientifiques. Trois noms se dégagent pendant cette période dans le domaine des sciences de la Terre. Léonard de Vinci (1452-1519), véritable génie de la Renaissance italienne, jeta les bases de la stratigraphie et de l'analyse structurale des terrains plissés; il démontra que contrairement à l'opinion généralement admise à l'époque, la présence des fossiles marins n'est pas la conséquence du Déluge, puisqu'on en rencontre dans des couches différentes, qui sont forcément d'âges différents. Ces constatations lui suggérèrent d'ailleurs la durée considérable des temps géologiques. Un des premiers aussi, il préconisa le recours à l'expérience et à l'observation : « La véritable science est celle que l'expérience a fait pénétrer en nous par les sens, en imposant silence aux clabauderies des disputeurs. » Ses écrits et ses enseignements sont malheureusement restés sans grand écho auprès de ses contemporains.

Bernard Palissy (1510-1590) émit les mêmes réserves que Vinci sur le rôle du Déluge pour expliquer la répartition des fossiles marins. Il montra également l'existence des fossiles non marins, de coquilles d'eau douce, entrevoyant la possibilité de retracer les conditions de vie des milieux passés.

Georges Bauer, dit Agricola (1494-1555), est très connu par son ouvrage illustré posthume *De re metallica* (1556) dans lequel il consigna la somme des connaissances de l'époque sur l'art minier, appliqué spécialement aux gisements métallifères (mines de Saxe). Il établit une classification des minéraux d'après leurs propriétés physiques (éclat, couleur, densité, dureté...). On lui doit également le mot « fossile » (*De re fossilium,* 1530).

Le mouvement de réaction contre l'aristotélisme se poursuivit pendant le XVIe siècle, mais alla trop loin. Il aboutit à la résurrection du néoplatonisme et au développement du mysticisme et de doctrines hermétiques ou dogmatiques. Les grandes querelles religieuses qui accompagnèrent la Réforme ont entretenu ce climat peu propice à l'épanouissement de la science rationnelle.

Cependant cette époque est marquée par le début des grandes collections de minéraux (surtout les gemmes auxquelles on attribuait des vertus curatives), de roches et de fossiles, comme celles du Vatican. Leur inventaire entraîna la rédaction de plusieurs catalogues (Conrad Gesner, 1565; Valerius Cordus, 1561; Mercati, 1574), qui constituèrent les premiers ouvrages de référence nécessaires à l'élaboration d'une nomenclature systématique de ces objets.

La Renaissance correspond donc à un échec de cette première tentative pour dégager un savoir positif. Cet effort s'appuyait trop sur l'humanisme et demeurait trop littéraire; il n'a jamais pu se sortir de l'emprise des auteurs anciens pour lesquels les hommes du XVIe siècle ont manifesté un trop grand respect. Les études sur le règne minéral faites par les humanistes de la Renaissance ne sont pas encore vraiment de la science.

Le XVIIe siècle

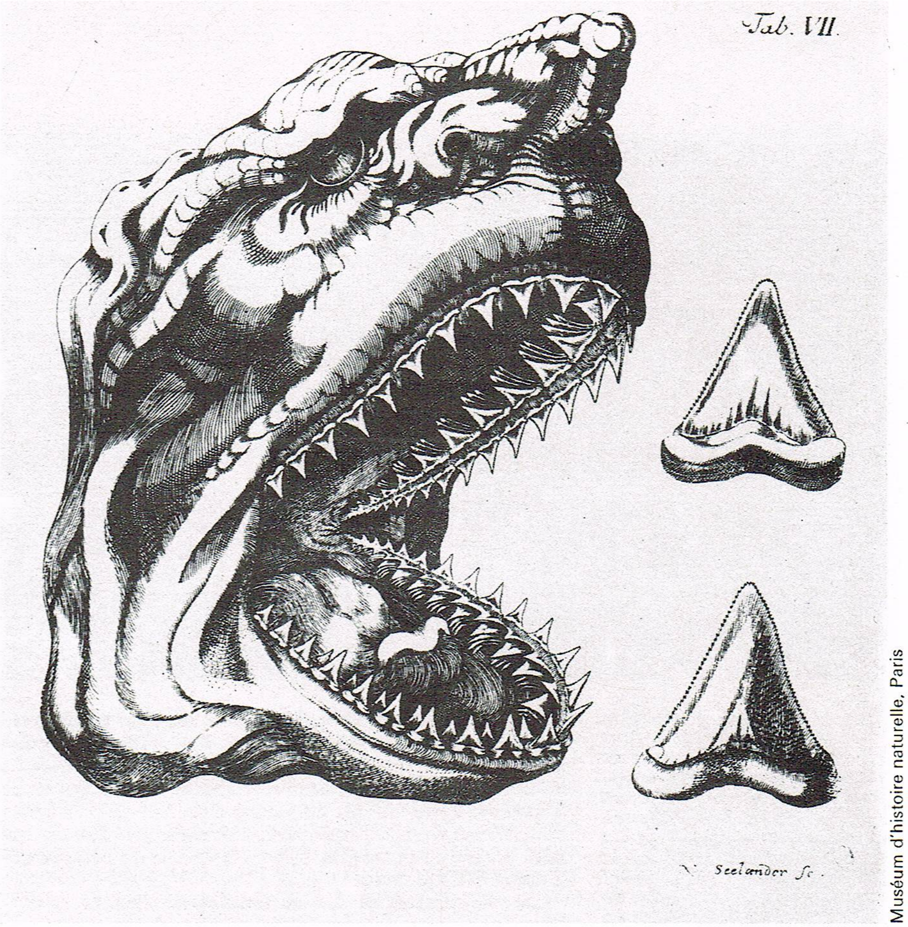
La contrainte intransigeante imposée par l'Église et surtout les Jésuites à la suite du Concile de Trente eut un effet bénéfique assez inattendu pour le développement scientifique. Comme il devenait dangereux de discuter et

d'exprimer des idées qui pouvaient être rapidement considérées comme hérétiques, les savants, en ce début du XVIIe siècle, se consacrent beaucoup plus à l'observation et à la méthode expérimentale. Ce siècle marque vraiment le début de la mesure scientifique qui permit de trancher la discussion, et tout d'abord dans le domaine de la physique. De grands esprits comme Bacon (1561-1628) et Descartes (1596-1650) ont contribué à donner les méthodes rationnelles à la science. On va donc assister au triomphe progressif de l'expérience et de la raison.

Par opposition à la pensée aristotélicienne et à la pensée humaniste des siècles antérieurs, Galilée supprima la distinction entre la physique céleste et la physique terrestre. Descartes exprima une idée analogue en 1630 : « La terre et les cieux sont faits d'une même matière. » Notre planète avec les phénomènes qui l'intéressent est ainsi replacée dans son contexte, l'Univers.

Dans cet état d'esprit général, la géologie, dont le mot apparut dans les écrits pour la première fois en 1657 (*Geologia norvegica,* par Escholt), commença à s'ériger scientifiquement à partir de la deuxième moitié du XVIIe siècle. Les premières idées sur la constitution générale de la Terre sont dues à Descartes qui imagina une structure en couches concentriques entourant un noyau sans doute fondu et en cours de refroidissement. Kircher (1601-1680) découvrit en 1664 l'existence du gradient géothermique, la température augmentant progressivement avec la profondeur, à l'intérieur du globe terrestre. Il suggéra également que l'état de notre planète a subi une évolution lente et irréversible depuis sa formation. Enfin en 1693, avec la rédaction de son ouvrage *Protogea,* Leibniz (1646-1716) mit l'accent sur les phénomènes ignés dont le rôle lui parut prépondérant dans l'origine et les transformations du globe terrestre. Il distingua nettement les deux grands types de roches d'après leur mode de formation, les roches ignées et les roches sédimentaires. Les connaissances sur les minéraux s'organisèrent principalement grâce au Danois Niels Steensen (plus connu sous le nom de Nicolas Sténon) [1638-1686] qui donna un premier énoncé de la loi sur la constance des angles des cristaux d'une même espèce en 1669. Le terme « minéralogie » est d'ailleurs employé pour la première fois dans le sens actuel par Robert Boyle en 1696.

Les notions fondamentales de la stratigraphie sont établies à cette époque à l'aide de nombreuses observations sur le terrain. Sténon fit aussi œuvre de pionnier dans ce domaine, en mettant en évidence le principe de superposition, les couches inférieures étant plus vieilles que les couches sus-jacentes, du fait de leurs dépôts successifs aux fonds des mers. Les Anglais Lister (1638-1711) et Woodward (1665-1722) furent les auteurs d'observations stratigraphiques pertinentes. John Ray (1627-1705) et surtout Nicolas Sténon prirent conscience des durées importantes qui caractérisent les processus évolutifs de la



Muséum d'histoire naturelle, Paris

▲ ***Planche VII de l'ouvrage* Protogea *de Leibniz, rédigé en 1693 et paru en 1749.***

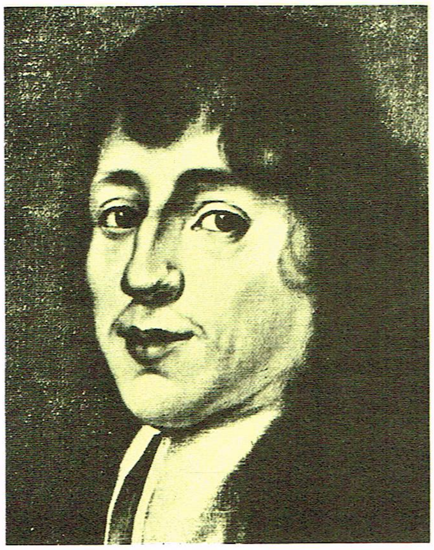
▼ ***Planche d'Agricola, montrant le lavage des sables aurifères.***



Dani



A. et G. Buscaglia



De Cesare



De Cesare

▲ *A gauche, Niels Steensen, plus connu sous le nom de Nicolas Sténon (1638-1686) ; il donna le premier énoncé de la loi sur la constance des angles des cristaux d'une même espèce et fit œuvre de pionnier dans le domaine de la stratigraphie en mettant en évidence le principe de la superposition des couches de terrain. A droite, Pallas (1741-1811) ; participant à une expédition scientifique à travers l'Empire russe, il observa une disposition régulière des unités structurales dans une chaîne de montagnes.*

Terre. Ce dernier établit la première division des temps géologiques en six époques et distingua fondamentalement les terrains « primitifs » des terrains fossilifères. Les bases méthodologiques de la chronostratigraphie relative et de la paléogéographie ont été jetées et la notion de discordance angulaire fut également entrevue par Sténon qui peut donc être considéré comme le fondateur de la stratigraphie et de la tectonique.

Les connaissances sur les fossiles s'améliorèrent surtout sur le plan de l'anatomie et progressèrent avec celles sur le monde vivant actuel à la suite de l'introduction de l'esprit cartésien en zoologie et en botanique. La notion d'espèce fossile fut précisée, avec John Ray et surtout Robert Hooke (1635-1703) qui, par l'emploi du microscope, fit des observations intéressantes sur l'anatomie des végétaux et découvrit les Foraminifères. Soucieux de déterminer pour chaque reste d'être vivant le milieu naturel dans lequel il avait évolué, il fonda ainsi la paléoclimatologie.

Au XVIIe siècle, les brumes de l'obscurantisme mystique et religieux se dissipent quelque peu devant l'assaut du cartésianisme, mais ayant droit de cité, elles gênent encore le développement de la science, en contrôlant rigoureusement la diffusion des publications (mise à l'index des œuvres de Descartes, Galilée, etc.). Il faudra que presque tout le XVIIIe siècle, le « Siècle des Lumières », s'écoule pour que disparaissent toutes ces entraves.

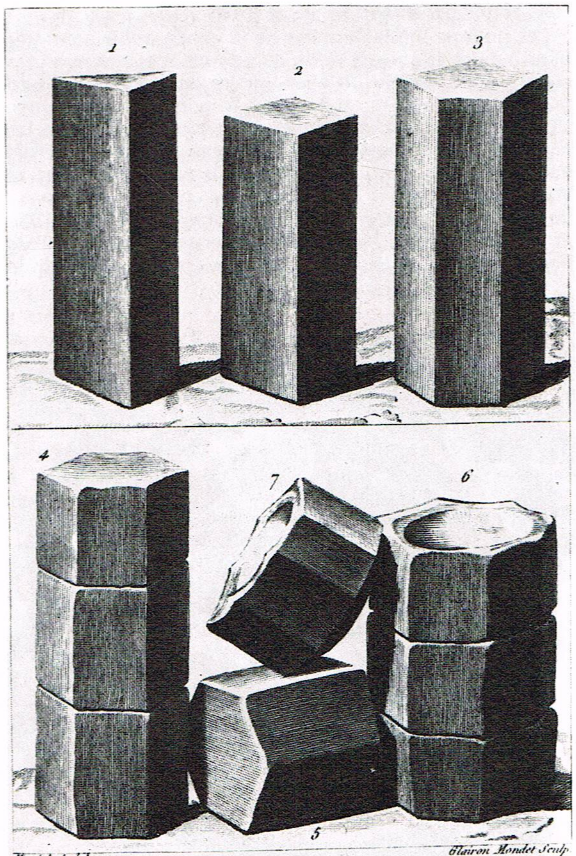
Le XVIIIe siècle

Pendant cette période, de nombreux écrits concernant les sciences de la Terre vont encore être empreints de fantaisie et manquer de rigueur positive. Ils furent l'œuvre d'auteurs qui se sont efforcés d'expliquer l'origine de toutes les choses de l'Univers avec l'appui d'une quantité souvent très faible de faits d'observation. Il fallut en effet beaucoup de temps encore pour que les hommes comprennent qu'une théorie, un modèle vraisemblable de la Terre ne peuvent être établis tant qu'un grand nombre d'arguments, fournis par la Terre elle-même, n'a pas été rassemblé.

Buffon (1707-1788), que son caractère poussait à la vision généralisatrice des choses, peut être rangé dans cette catégorie. En 1749 il publia la *Théorie de la Terre,* en introduction à sa volumineuse *Histoire naturelle.* Il se pencha sur la signification des coquilles fossiles et en déduisit que le globe a dû évoluer tout au long de son histoire ; il entrevit ainsi l'intérêt des reconstitutions paléogéographiques. Il affirma aussi la liaison intime entre l'histoire de la Terre et celle du système solaire : les planètes seraient des parties échappées du Soleil primitif autour duquel elles gravitent. Il admit l'existence d'une masse centrale en fusion (feu central) entourée d'une croûte provenant du refroidissement progressif à partir de la matière solaire primaire. Dans *les Époques de la Nature* qu'il publia en 1778, Buffon divisa l'histoire de la Terre en six époques auxquelles il ajouta une septième (l'époque de la civilisation) qui se caractérise par l'influence puissante de l'homme sur les modifications de la surface terrestre.

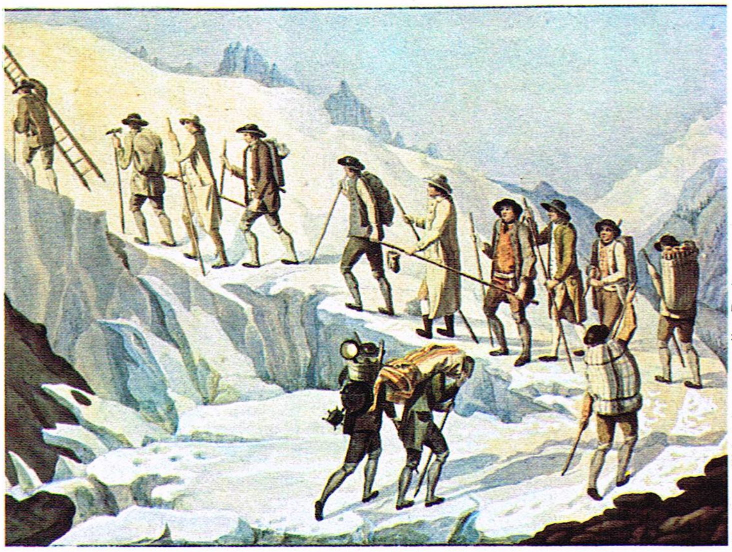
A côté de cette brillante vision sur l'origine des objets terrestres, des chercheurs de plus en plux nombreux commencèrent à accumuler les faits d'observation, à les passer soigneusement au crible et à les coordonner de façon systématique et logique. Parmi eux, Guettard (1715-1786) rassembla ses observations sur la distribution des roches et des minéraux à la surface de la Terre en confectionnant une véritable carte géologique, qu'on appelle à l'époque carte minéralogique : il publia ainsi en 1746 un *Mémoire et carte minéralogiques sur la nature et situations des terrains qui traversent la France et l'Angleterre,* dans lequel il donna une esquisse exacte de la structure du Bassin parisien et de son prolongement outre-Manche sur le territoire britannique. Voyageur infatigable, il entreprit avec l'aide de Lavoisier puis de Monnet la carte minéralogique de la France, qui se traduisit par la publication en 1780 de l'*Atlas et description minéralogiques de la France, entrepris par ordre du roi par MM. Guettard et Monnet.* Ses travaux couvrirent aussi des domaines de la paléontologie, avec la description de nombreux fossiles et de gisements fossilifères, de la géodynamique externe, en s'intéressant au problème de l'érosion par les eaux de ruissellement, les fleuves et la mer. A la suite d'un voyage (1757), il suggéra que de nombreux monts d'Auvergne sont d'anciens volcans, bien qu'il n'eût jamais vu de volcan actif ; il arriva à cette conclusion parce qu'il avait vu des régions volcaniques, en particulier d'Italie, et en comparant les roches d'Auvergne avec les échantillons qui lui avaient été rapportés du Vésuve.

La géologie du volcanisme se développa en même temps, surtout en ce qui concerne la nature des matériaux volcaniques. Desmarets (1725-1815) démontra en 1763 de façon définitive l'origine volcanique du basalte et des structures prismées si fréquentes dans les coulées basaltiques (Auvergne, Chaussée des Géants...) et considérées par les minéralogistes anciens comme une sorte de schorl cristallisé. La même conclusion fut avancée en 1771 par Faujas de Saint-Fond (1741-1819) pour les basaltes de Saxe.

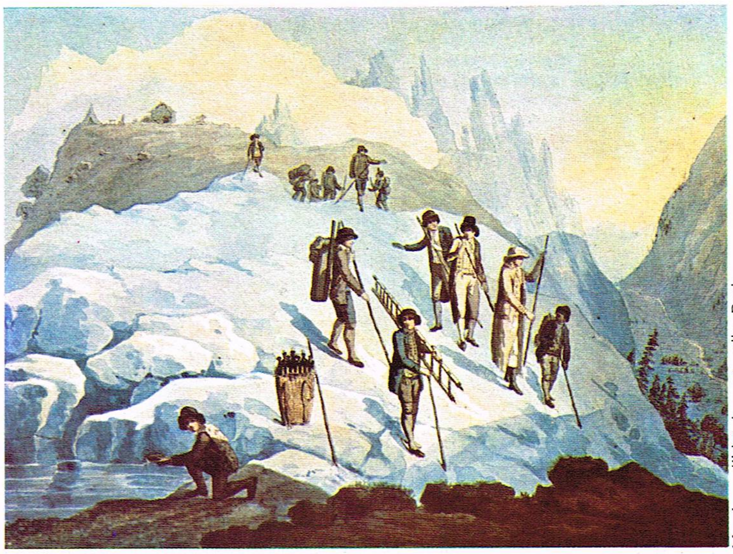


Muséum d'histoire naturelle, Paris

▶ *Planche XXIII de l'Essai de géologie, ou Mémoire pour servir à l'histoire naturelle du globe, de B. Faujas de Saint-Fond, en 1809. Comme Desmarets, il démontra l'origine volcanique du basalte et des structures prismées fréquentes dans les coulées basaltiques.*



Muséum d'histoire naturelle, Paris



Muséum d'histoire naturelle, Paris

La structure et la formation des montagnes firent aussi l'objet d'études de reconnaissance. Pallas (1741-1811), participant à une expédition scientifique à travers l'Empire russe qui dura plus de six ans, observa une disposition régulière des unités structurales dans une chaîne de montagnes (l'Oural en l'occurrence) : les parties les plus anciennes se situent dans la partie axiale et les plus récentes sur les côtés. De Saussure (1740-1799), créateur de l'alpinisme avec l'ascension du mont Blanc en 1787, qui contribua puissamment à ôter de l'esprit des hommes le mythe du caractère maléfique des montagnes, s'attacha à l'étude descriptive de la géologie alpine et à la tectonique.

Dans la deuxième moitié du XVIII[e] siècle, de grands progrès furent réalisés dans la connaissance de l'histoire de la Terre. Plusieurs géologues, principalement allemands, conçurent que les différentes parties de la croûte terrestre sont les témoins des différentes étapes de l'évolution de notre planète : elles ne sont pas disposées au hasard mais suivant un ordre bien défini. Les travaux de Lehmann (mort en 1767) et de Fuchsel (1722-1773) s'inscrivent dans cette optique. Mais c'est surtout Abraham Werner (1749-1817) qui s'illustra le plus dans cette démarche et acquit une très grande autorité auprès de ses contemporains et de ses successeurs. Professeur à Freiberg, le « père de la géologie descriptive » sut donner à ses nombreux élèves le goût de l'observation méticuleuse, au point de réduire cette science à la seule constatation des faits, comme elle apparaît dans ses œuvres écrites; la théorie tenait au contraire une place plus importante dans son enseignement. Il eut avant tout le souci de la classification et de la terminologie afin de pouvoir désigner les roches, les minéraux, les terrains de façon méthodique et sans ambiguïté; c'est un des mérites de son œuvre. Il étendit sa doctrine à la succession géologique, à laquelle il attribua un caractère universel. Il admit l'existence d'un Océan primitif couvrant toute la surface de la Terre, à partir duquel ont commencé à précipiter chimiquement les premières roches solides, comme les granites, les gneiss, les micaschistes qui constituent les terrains primitifs. Au-dessus se sont déposés successivement les terrains de transition, les terrains secondaires (essentiellement sédimentaires) et enfin les séries alluviales. Toutes les formations lithologiques résultent donc de dépôts marins, d'où le nom de *neptunisme* donné à cette théorie. Werner et ses disciples nièrent l'origine volcanique du basalte et minimisèrent à l'excès le rôle des volcans, qui seraient dus à l'incendie de couches de charbon. L'influence du neptunisme fut très grande, mais extrêmement néfaste et désastreuse car elle freina l'évolution des concepts géologiques au cours du XIX[e] siècle.

On a l'habitude dans toute revue historique des sciences géologiques d'opposer au nom de Werner la personne de James Hutton (1726-1797), que l'on considère comme le chef de file du *plutonisme*. Les idées de base émises par ce savant écossais sont consignées dans son célèbre ouvrage *Theory of the Earth, with Proofs and Illustrations* (1795) dans lequel il décrivit les filons de granite de la vallée de Glen Tilt en Écosse. Il considère que ces filons ont été injectés à l'état liquide comme une lave dans des fissures. Il précise la distinction fondamentale établie par Sténon entre les roches sédimentaires et les roches ignées. Il émit des conceptions très modernes sur l'érosion, la sédimentation et la consolidation des sédiments, le plissement et la surrection des roches sédimentaires, qui l'amenèrent ainsi à la notion de cycle géologique. Cette idée lui fut en particulier suggérée par l'examen de la discordance des Vieux Grès Rouges, presque horizontaux, sur les strates verticales siluriennes observée à la Pointe Siccar sur la côte sud-est de l'Écosse. Hutton peut aussi être considéré comme le père de la géologie moderne, car on lui doit surtout le premier énoncé du principe des « causes actuelles » : tous les phénomènes géologiques sont attribuables à des processus naturels observables et vus en action de nos jours.



A. et G. Buscaglia

▲ *En haut, De Saussure (1740-1799), créateur de l'alpinisme, s'attacha à l'étude descriptive de la géologie alpine et de la tectonique. De Saussure, son fils et ses guides arrivant au glacier du Tacul, ou Grand Géant, où ils ont habité 17 jours sous des tentes en juillet 1788 (à gauche), et descendant le glacier du Tacul (à droite). En bas, Abraham Werner, père de la géologie descriptive et d'une théorie, le* neptunisme.

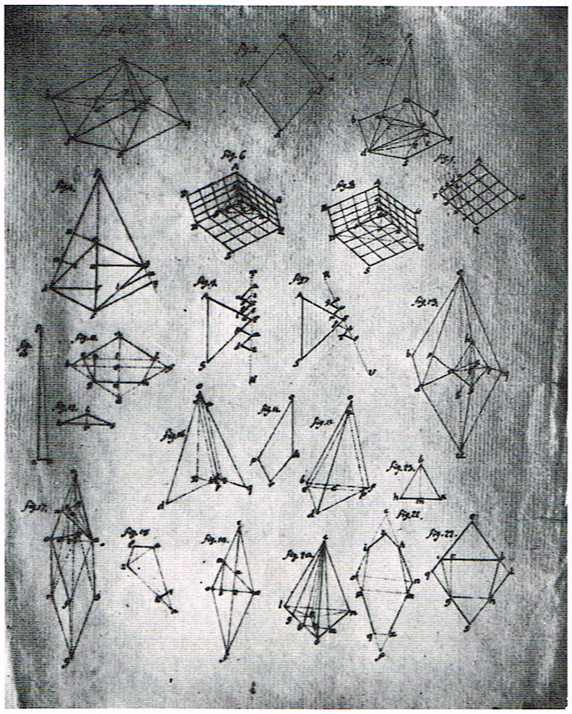


Freeman

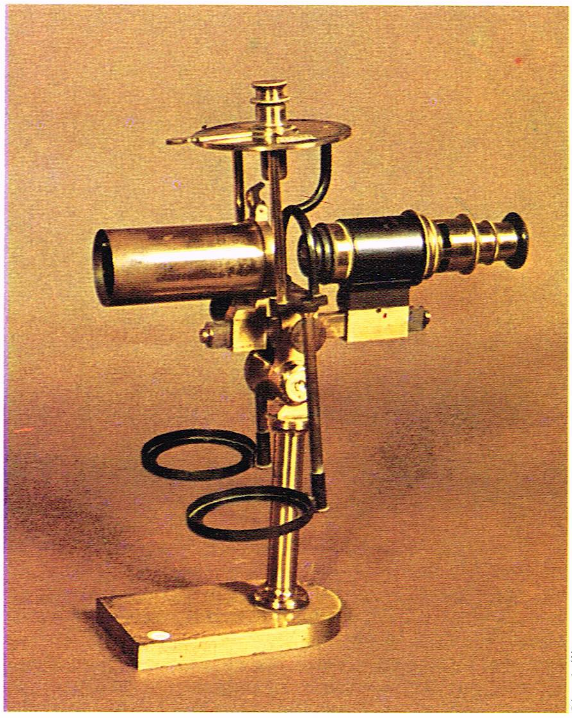
◀ *James Hutton (1726-1797), que l'on considère comme le chef de file de la théorie du* plutonisme *et du principe des* causes actuelles *: « Tous les phénomènes géologiques sont attribuables à des processus naturels observables et vus en action de nos jours. »*



De Cesare



Muséum d'histoire naturelle, Paris



Chadaillac

▲ *A gauche, Leopold von Buch (1774-1853), qui a expliqué la formation des volcans et des chaînes de montagnes par des soulèvements d'origine profonde. Au milieu, dessins de cristaux, exécutés par Haüy (1743-1822)* [*manuscrit, Bibliothèque centrale du Muséum, Paris*] : *les travaux de ce dernier marquent la naissance de la cristallographie. A droite, microscope polarisant de Descloizeaux avec lequel il étudia les variations des propriétés optiques des cristaux sous l'effet de la chaleur (vers 1867).*



Muséum d'histoire naturelle, Paris

▶ *Planche de dessins de Jacquemin représentant une dolérite andésitique (ophite) provenant de Biarritz (Basses-Pyrénées) : figure 1, en lumière naturelle ; figure 2, entre nicols croisés* (*Minéralogie microscopique, par par Fouqué et A. Michel-Lévy* [*1879*]).

La fin du XVIIIe siècle vit également le développement de la géologie stratigraphique, particulièrement en France et en Angleterre, où les formations secondaires et tertiaires non plissées se prêtent bien à ce genre d'étude. Giraud-Soulavie (1752-1813) découvrit la possibilité de dater les couches d'une région à l'autre à l'aide des fossiles qu'elles renferment ; il suggéra donc l'intérêt de la paléontologie pour la chronostratigraphie relative. Malheureusement Giraud-Soulavie fut un piètre écrivain et tomba dans l'oubli. En Angleterre Michell et surtout William Smith (1769-1839) contribuèrent à la mise au point de cette méthode. Ce dernier, baptisé le père de la géologie anglaise, que ses activités professionnelles (travaux publics) appelèrent à parcourir de nombreux kilomètres à travers le territoire britannique, publia en 1799 la première échelle stratigraphique des terrains secondaires d'Angleterre méridionale.

Les fondements vraiment scientifiques de la géologie sont enfin solidement établis ; il en est de même dans le domaine de la minéralogie qui, à cette époque, couvrait l'étude de tous les matériaux de la croûte terrestre, les roches comme les minéraux. Les travaux de Lomonossov, de Romé de l'Isle et surtout d'Haüy marquent la naissance de la cristallographie qui va fournir un cadre législateur à la science des minéraux.

Le XIXe siècle

L'exploration des continents, principalement l'Europe, va démarrer de façon intensive à l'aide des méthodes géologiques élaborées au siècle précédent et les observations vont s'accumuler. On enregistra également une diversification de plus en plus grande des spécialités de la géologie dont certaines branches s'individualisent progressivement en disciplines plus ou moins autonomes (pétrographie, géochimie, paléontologie...).

Le principe de la stratigraphie paléontologique fut appliqué à de nombreuses régions d'Europe occidentale. Georges Cuvier (1769-1832) et Alexandre Brongniart (1770-1847) fondèrent la stratigraphie du Bassin parisien avec la publication d'un important mémoire en 1808. Les terrains antérieurs au Secondaire, correspondant en gros à la Formation de transition de Werner, furent étudiés par les Anglais Segdwick (1785-1873) et Murchison (1792-1871) qui créèrent les termes de Cambrien, Silurien et Dévonien. Les formations plus anciennes, qui couvrent des surfaces importantes en Amérique du Nord (bouclier canadien), attirèrent l'attention de Logan (1798-1875) qui en établit une première ébauche d'échelle stratigraphique malgré l'absence de fossiles et qui les groupa sous le terme de Précambrien.

En même temps, la cartographie géologique se développa, méthode permettant de regrouper de façon cohérente une grande quantité de faits d'observation et de tester les hypothèses. W. Smith publia, en 1815, une carte en couleur de plusieurs comtés d'Angleterre au 316 800e. Dufrénoy et Élie de Beaumont entreprirent en 1822 la confection de la carte géologique de France au 500 000e qui parut en 1841. Cet effort de cartographie nécessita l'élaboration d'échelles stratigraphiques codifiant l'histoire géologique afin d'harmoniser les légendes des cartes. La nomenclature des ères, des systèmes, des étapes fut établie peu à peu, et d'Orbigny (1802-1857) publia en 1849 une première synthèse générale.

La paléontologie (mot créé en 1834), outil indispensable à la géologie historique, fit de grands progrès. Cuvier, fondateur de la paléontologie des Vertébrés, fut surtout un anatomiste. Bien qu'il défendît avec acharnement et autorité une thèse « catastrophiste » pour expliquer par des causes violentes les changements de faunes dans le passé (*Discours sur les révolutions du globe*, 1822), il fournit, malgré lui, par ses observations d'anatomie comparée et par les lois qu'il en a tirées des arguments aux théories transformistes. L'hypothèse de l'évolution des espèces, le transformisme, fut en effet avancée par Lamarck (1744-1829) et soutenue par Geoffroy Saint-Hilaire (1772-1844). Cette doctrine évolutionniste, combattue par de nombreux savants, fut relancée en 1859 lors de la publication de *The Origin of Species* par Darwin (1809-1882). Les paléontologistes Gaudry (1827-1908) et von Zittel (1839-1903) contribuèrent alors à fournir un appui objectif à cette idée transformiste et à la faire adopter définitivement par la majorité des naturalistes.

En dépit de l'œuvre de Hutton, nombreux étaient les géologues qui invoquaient au début du XIXe siècle des causes violentes, catastrophiques, de « grandes débâcles » périodiques, pour expliquer l'histoire de la croûte terrestre. Constant Prévost (1787-1856), qui occupa à la Sorbonne la première chaire dénommée « Géologie » en France, et Charles Lyell (1797-1875), qui publia en 1830 un ouvrage célèbre, *Principles of Geology*, défendirent la doctrine de Hutton (appelée « uniformitarisme » par Lyell), consistant à considérer le présent comme la clef du passé : les facteurs responsables des phénomènes anciens ne sont pas essentiellement différents de ceux qui opèrent aujourd'hui. Le principe de l'uniformitarisme, qui permit d'asseoir solidement la géologie comme science historique, fit réfléchir à la durée possible des temps géologiques, et incita plusieurs savants à avancer des estimations qui, bien que fausses, sont déjà chiffrées en millions d'années (par exemple 80 millions d'années pour le Tertiaire selon Lyell).

Les explorations géologiques détaillées qui sont en plein essor dans cette période amènent à considérer les dislocations et les déformations subies par les terrains après leur dépôt. Une controverse va opposer deux clans pour expliquer les chaînes de montagnes. Reprenant une idée erronée de Leopold von Buch (1774-1853), Élie de Beaumont (1798-1874) préconisa la théorie des cratères de soulèvement (1833) et du réseau pentagonal dans lequel il essaya de faire entrer tous les plissements du globe. L'action des poussées horizontales et des mouvements tangentiels est cependant reconnue peu à peu, grâce aux expériences de l'Écossais James Hall et aux observations sur le terrain de Heim et de Bertrand (1847-1907) qui formulèrent la notion de nappes de charriage. En 1873, l'Américain Dana (1813-1895) créa la notion et le terme de géosynclinal, pour désigner le sillon océanique dans lequel s'élabore une chaîne de montagnes. Les théories sur l'orogenèse s'organisent et profitent des progrès de la géophysique, en particulier de la gravimétrie grâce aux Anglais Pratt et Airy à qui on doit l'hypothèse de l'isostasie, traduisant l'équilibre des différentes parties de la croûte. L'étude des tremblements de terre, qui avait débuté au siècle précédent avec Michell, prit un essor conséquent vers les années 1880 quand les premiers séismographes purent être construits ; les premières données précises sur la structure interne du globe terrestre en découlèrent quelques années plus tard.

Le XIXe siècle fut marqué aussi par le développement de la pétrographie qui s'individualisa avec ses propres méthodes à partir de la minéralogie. La controverse entre les Neptuniens et les Plutoniens entretint une émulation certaine. Mais les progrès vinrent surtout de l'invention et de la mise au point du microscope polarisant pour l'examen des roches. Après la découverte de la polarisation de la lumière (Malus, 1808) et de la polarisation chromatique des lames cristallines (Arago, Brewster, Fresnel), l'invention d'un polariseur rectiligne en calcite par William Nicol (1792-1852) fit faire un bond important aux techniques d'observation. Bien que ce savant ait imaginé dès 1827 la possibilité de tailler des lames minces dans les minéraux et les roches, il fallut attendre le milieu du siècle pour que Sorby généralise la méthode et la vulgarise auprès des minéralogistes et des pétrographes. L'examen au microscope de la texture des roches était rendu possible, et les observations se succédèrent rapidement à partir de cette date. Sorby étudia la structure du marbre (1856), le granite dans les cristaux de quartz duquel il découvrit les inclusions fluides (1858). Zirkel en Allemagne et Fouqué en France développèrent cette méthode, qui permit alors la réalisation de monographies pétrographiques régionales. L'analyse de plus en plus poussée des variétés de roches ignées rendit nécessaire de les classer. Ainsi à la fin du siècle, plusieurs classifications systématiques des roches apparurent, fondées sur des critères minéralogiques (A. Michel-Lévy, 1879), des critères de gisement (Rosenbusch, 1887) ou des critères chimiques (Cross, Iddings, Pirsson et Washington, 1903).


Muséum d'histoire naturelle, Paris

◀ ***Rosenbusch (1836-1914), qui établit une classification systématique des roches, fondée sur des critères de gisement.***

L'étude du volcanisme démarra sérieusement au XIXe siècle, curieusement grâce aux deux principaux disciples de Werner, Humboldt (1769-1859) et Leopold von Buch, qui, contrairement à leur maître, furent des voyageurs infatigables. Von Buch étudia l'Auvergne, les Canaries, le Vésuve, l'Etna et souligna les alignements des volcans en rapport avec les structures tectoniques. Le flambeau de la vulcanologie passa ensuite en France avec Élie de Beaumont, qui accompagna von Buch à l'Etna en 1835, et ses disciples, Sainte-Claire Deville (1818-1886), Fouqué (1828-1904) et enfin Lacroix (1863-1948) qui analysa en très grand détail l'éruption de la montagne Pelée à la Martinique en 1902.

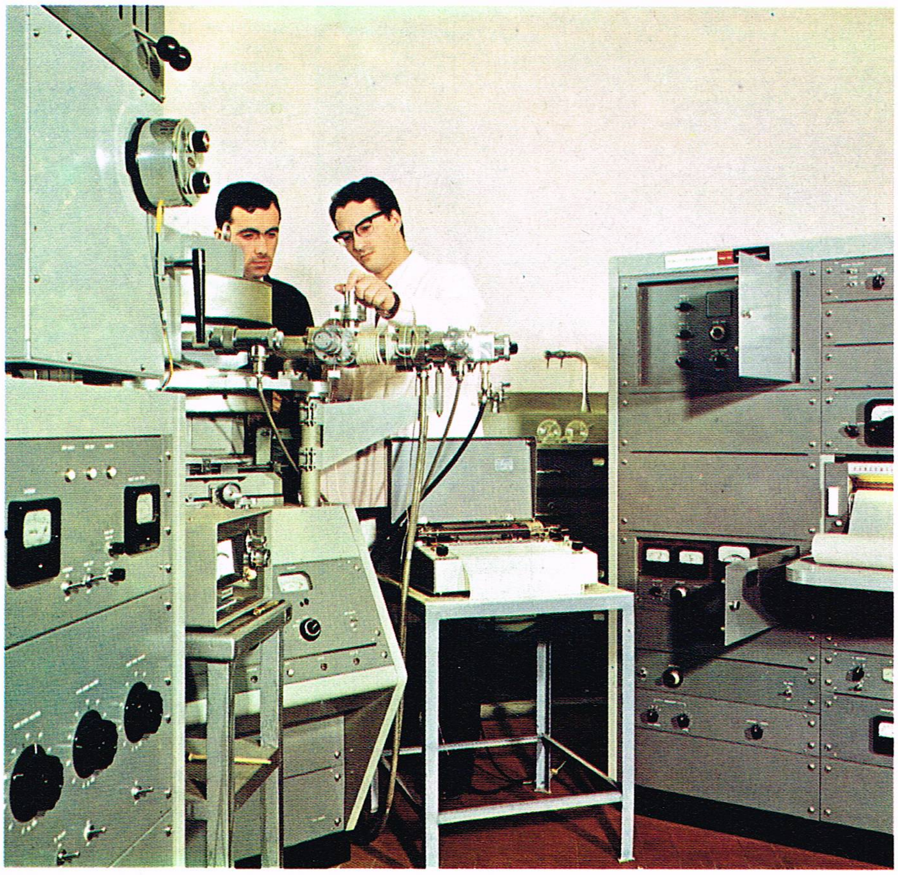
Hall est considéré comme le père de la pétrographie expérimentale, à la suite de ses expériences entre 1801 et 1805 sur les transformations de calcaires en marbres par chauffage en tube scellé et sur la fusion et recristallisation du basalte. Entre 1860 et 1879, Daubrée réalisa une série de synthèses hydrothermales de minéraux et d'associations minérales variées, et démontra l'influence importante des fluides (« minéralisateurs »), principalement l'eau, dans certains phénomènes de cristallisation magmatique. Fouqué et Michel-Lévy (1878-1881) réussirent enfin la



A. Lacroix

▲ *La montagne Pelée (Martinique) après l'éruption en 1902 ; cette photo a été réalisée par A. Lacroix (1863-1948), volcanologue français qui analysa en détail cette éruption.*

▼ *Un spectromètre de masse, appareil utilisé en géochimie pour l'analyse fine des constituants des roches.*



Montedison

synthèse de diverses roches volcaniques, obtenues par fusion purement ignée et sans l'intervention d'une phase gazeuse.

Le XXe siècle

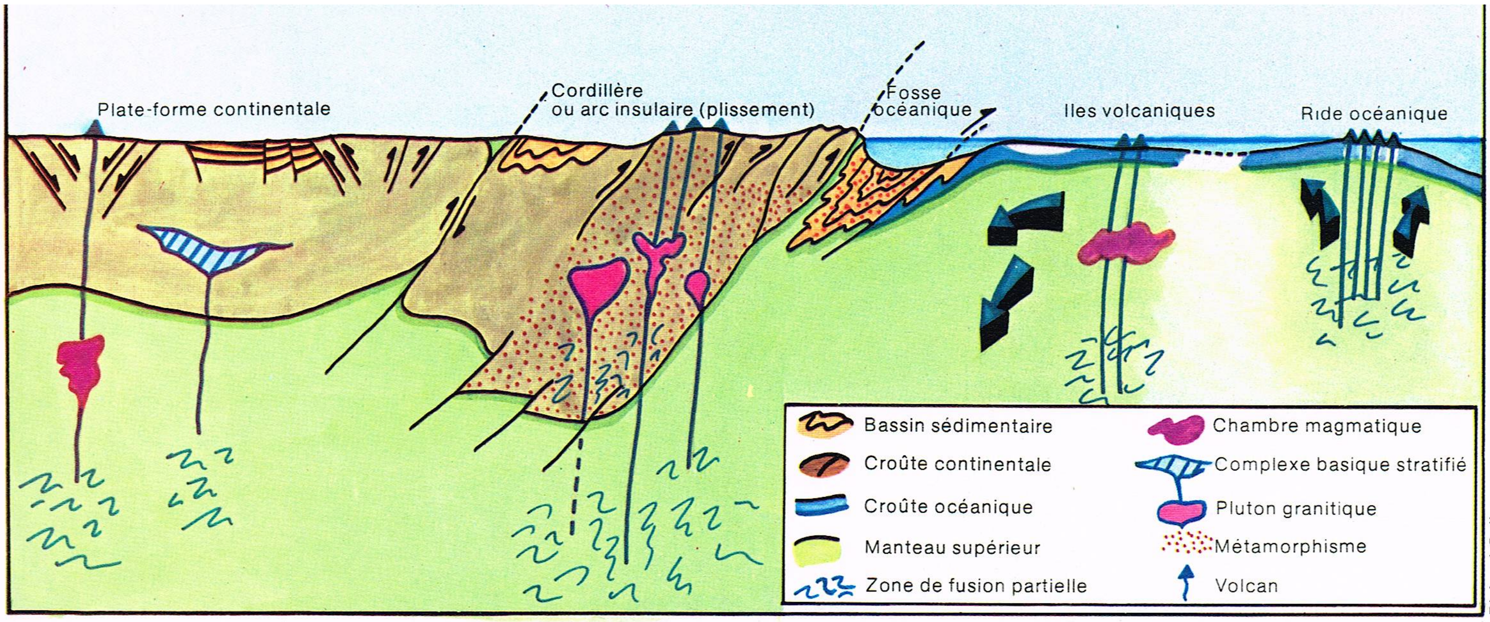
Les sciences de la Terre se sont donc progressivement constituées pendant le XIXe siècle, parallèlement au développement considérable des sciences physiques et chimiques. Au XXe siècle, elles vont faire un véritable bond en avant, conséquence des découvertes importantes sur la nature de la matière, comme celles des rayons X ou de la radioactivité. La possibilité d'utiliser des sources d'énergie de plus en plus commodes permet une accélération grandissante des progrès techniques, particulièrement dans le domaine des transports, entraînant une exploration plus complète de notre planète. On assiste aussi à un effort croissant de quantification des phénomènes géologiques analysés.

Deux périodes peuvent être distinguées. La première, du début du siècle jusqu'à la Deuxième Guerre mondiale, correspond à une continuation de l'impulsion donnée au siècle précédent, avec un souci accru pour la mesure quantitative. Ainsi, deux branches annexes de la géologie acquièrent leur autonomie, la géophysique et la géochimie. Cette dernière, dont le terme fut introduit en 1838 par le chimiste suisse Schönbein, s'est attachée d'abord à établir la composition moyenne de la croûte terrestre, à partir d'un grand nombre d'analyses de roches ; la première estimation par l'Américain Clarke fut publiée en 1908. L'étude chimique des mouvements de matière fut ensuite abordée pour connaître les bilans des échanges d'éléments au sein de la Terre (Goldschmidt, Vernadsky qui créa la notion de cycle géochimique). Une branche de la géochimie, celle des isotopes radioactifs, s'est progressivement spécialisée vers la détermination quantitative de l'âge des roches (géochronologie absolue) et a permis la numérisation de l'échelle stratigraphique.

Devant la spécialisation de plus en plus marquée de la géologie, quelques essais de synthèse générale se manifestèrent, en particulier une tentative pour changer les bases des sciences de la Terre avec la notion de dérive des continents. Le météorologiste allemand Wegener (1912) déploya beaucoup d'efforts pour l'étudier et la démontrer. Il rallia beaucoup de géologues comme Argand, Staub, à ses idées « mobilistes », mais la plupart des géophysiciens rejetèrent catégoriquement la majorité de ses propositions qui contenaient d'importantes erreurs et ne permettaient pas de conclusions véritables. Cet échec est dû au manque de données suffisantes, à l'époque, sur les domaines océaniques et sur la structure interne du globe terrestre (pour laquelle Wegener avait adopté un schéma inexact).

La période postérieure à la Deuxième Guerre mondiale peut être subdivisée en deux. Un premier temps, de 1944 à 1964, est caractérisé par l'introduction massive des techniques modernes de la physique et de la chimie dans les différentes disciplines des sciences de la Terre. Les mesures sont prodigieusement améliorées grâce à l'électronique moderne, et la mise au point d'appareils de plus en plus sensibles et de moyens de calcul (ordinateur) puissants fait faire des bonds considérables aux diverses branches de la géologie ; spectromètre de masse pour la géochimie, micro-analyseur électronique qui introduit en pétrographie une dimension nouvelle, comparable à la révolution des idées que l'utilisation du microscope a entraînée au siècle précédent. Les progrès énormes des moyens de locomotion permettent d'atteindre tous les points de la surface de la Terre et d'y procéder à des observations quantitatives : c'est le cas en particulier des fonds océaniques dont la cartographie et l'échantillonnage se développent activement. Jusqu'à cette date, les modèles géologiques globaux s'appuyaient presque exclusivement sur des observations effectuées sur les continents, évidemment plus accessibles. Pendant ces deux décades, la diversification des spécialités devient telle que chacune d'entre elles a tendance à évoluer de façon autonome, afin d'aller jusqu'au point le plus avancé, grâce à la technique qui sert en fait de support à la spécialité, en ignorant à peu près tout des disciplines voisines.

Cependant, les progrès énormes de nos connaissances, réalisés à l'aide de ces techniques analytiques raffinées,



▲ ***Schéma général des principaux phénomènes géodynamiques au niveau de la croûte et du manteau (volcanisme, plutonisme, métamorphisme, tectonique).***

débouchèrent nécessairement sur une prise de conscience plus globale des problèmes géologiques. Vers 1956, les mesures paléomagnétiques enregistrées sur divers continents purent montrer de façon formelle leurs déplacements relatifs. L'hypothèse de la dérive des continents reprit vigueur, cette fois sous l'impulsion des géophysiciens, et, en 1963, Vines et Matthews lancèrent la théorie de l'expansion océanique. A partir de cette date, cette conception mobiliste commence à être adoptée en nombre de plus en plus grand par les géologues de différentes spécialités, tectoniciens, paléontologistes, sédimentologistes, pétrographes, géochimistes..., et conduit à l'hypothèse de la tectonique des plaques, hypothèse unificatrice et cohérente à l'échelle du globe. Les sciences de la Terre connaissent donc une véritable révolution, qui confère un nouveau mode de pensée à chacun des spécialistes, en l'obligeant à donner une dimension vraiment planétaire aux modèles relatifs aux phénomènes particuliers qu'il étudie. Ce nouvel état d'esprit nécessite la confrontation incessante entre géologues, géochimistes et géophysiciens, de toutes spécialités, dans l'espoir d'élaborer un modèle de plus en plus précis de l'évolution générale du globe.

Hypothèse géodynamique globale

Comme l'a montré l'essai historique précédent, l'évolution des idées au cours des dernières décades a abouti à un regroupement des géologues, des géochimistes et de géophysiciens autour d'une hypothèse de travail, la tectonique des plaques. Elle s'appuie, en effet, sur l'ensemble des disciplines des sciences de la Terre, dont le concours a permis de démontrer la dérive des continents et le renouvellement des fonds océaniques *(« sea floor spreading »)*.

Les continents se déplacent lentement les uns par rapport aux autres et par rapport aux pôles, se morcellent ou s'accolent éventuellement suivant une disposition différente. L'ordre de grandeur des vitesses de tels déplacements est estimé à quelques centimètres par an. Les fonds océaniques participent également à ce schéma général de mouvement : la croûte océanique jeune est créée au niveau des crêtes des dorsales océaniques, grâce aux montées magmatiques issues du manteau ; les planchers océaniques s'écartent de chaque côté des dorsales, entraînés par un système de courants sous-crustaux ; enfin certaines parties de la lithosphère sont réintégrées dans le manteau au niveau des fosses océaniques et des jeunes chaînes de montagnes. Les blocs continentaux que l'on considère comme ancrés à la surface d'une portion de lithosphère (ou plaque lithosphérique) se déplacent à la suite de l'expansion des fonds océaniques. Au niveau des zones d'enfoncement des plaques lithosphériques dans le manteau, la croûte continentale, contrairement à la croûte océanique, ne peut pas être réabsorbée à cause de sa composition très différente et de sa densité plus faible que le milieu environnant.

Les données précédentes ont conduit à l'hypothèse de la tectonique des plaques que l'on peut formuler de la façon suivante : les zones orogéniques, dans lesquelles se dissipe l'essentiel de l'énergie mécanique, sont les zones où se produisent des mouvements horizontaux différentiels entre plaques lithosphériques rigides (Le Pichon, 1968). Cette hypothèse met l'accent sur une des caractéristiques importantes des sciences de la Terre, découverte récemment, à savoir l'influence déterminante du manteau, plus spécialement le manteau supérieur, et de ses interactions avec la croûte dans les processus géologiques. Considéré il n'y a pas très longtemps comme une enveloppe relativement inerte, il nous apparaît aujourd'hui hétérogène, soumis à des mouvements intenses et incessants. La différence entre continent et Océan passe alors au second plan, simples parties d'unités plus conséquentes du manteau, dont le jeu relatif conditionne la dynamique des phénomènes géologiques.

Il est probable que dans l'avenir la vision des sciences géologiques prenne encore une dimension supplémentaire, en intégrant dans les modèles les interactions probables avec le noyau et aussi avec l'environnement terrestre (cosmos) comme plusieurs indices le laissent pressentir.

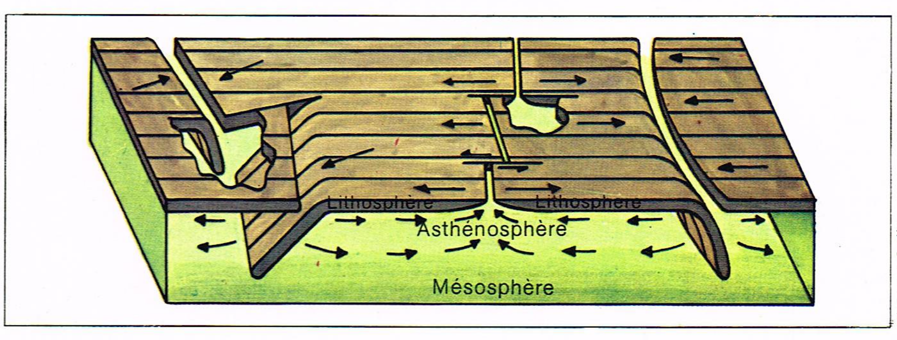
Phénomènes et cycles géologiques

La croûte et le manteau terrestres sont le siège de transformations qui ont un caractère évolutif depuis l'origine de la Terre. Traditionnellement depuis Hutton, on parle de cycles ou mieux de séquences pour décrire ces enchaînements de phénomènes géologiques, qui sont responsables des modifications de notre planète. Ces séquences se répètent mais ne sont pas séparées dans le temps ; elles se recouvrent et s'imbriquent les unes dans les autres, mais sans qu'aucune d'elles ne reconstitue exactement les événements de celles qui la précèdent. Pour des commodités d'exposé, on est obligé d'examiner séparément les grands phénomènes géologiques qui, il ne faut pas l'oublier, ne sont pas cependant indépendants les uns des autres et sont connectés dans un cycle donné.

Altération superficielle et érosion

Le contact entre la lithosphère et l'hydrosphère est le lieu de modifications minéralogiques très prononcées, qui résultent de réactions chimiques d'hydrolyse, d'oxydation

▼ ***Diagramme expliquant l'hypothèse de la tectonique des plaques (d'après Isacks, 1968).***





J. Fabriès

▲ *Montagnes et dunes de la région du Tazat (Hoggar) montrant les effets de l'érosion et du transport des matériaux par le vent.*

et de dissolution entre l'eau et les roches. L'eau est un agent de corrosion très puissant et provoque un véritable lessivage des continents. Elle facilite aussi la désagrégation des roches, dont les résidus constituent des arènes ou des sols suivant leur degré d'évolution. Les transformations superficielles donnent naissance à des silicates hydratés dont les plus caractéristiques sont les constituants des argiles. A côté des phénomènes purement physiques et chimiques, interviennent des processus biologiques qui jouent un rôle très important dans la genèse des sols ou pédogenèse. La *pédologie* est la branche des sciences de la Terre qui s'occupe de l'étude des sols et des facteurs responsables de leur constitution. Aussi est-il possible de reconstituer la nature de certains milieux passés, en particulier les conditions climatiques, à partir des produits d'altération anciens, que l'on peut rencontrer dans certaines formations géologiques.

Une partie, souvent importante, de ces matériaux d'altération est enlevée (érosion) et transportée vers les points bas de la surface terrestre. Ce transport est soit mécanique, après désagrégation, fragmentation, avec les eaux courantes et dans quelques cas plus particuliers le vent et la glace comme véhicules, soit chimique, après dissolution et lessivage par les eaux. La gravité étant le moteur de cette mobilisation, une grande partie de ces matériaux sont déchargés dans un fond océanique. Le résultat de cette érosion est un abaissement progressif de l'altitude des régions continentales, qui en général sont d'autant plus rapidement érodées qu'elles sont élevées (zones montagneuses). La vitesse d'érosion dépend cependant de nombreux facteurs, comme les conditions climatiques, l'instabilité tectonique avec la possibilité de mouvements verticaux... La morphologie de la surface terrestre découle d'une perpétuelle recherche de l'équilibre, qui idéalement devrait conduire à une topographie parfaitement lisse ; elle résulte en fait d'une action antagoniste des processus d'érosion et des processus de soulèvement des masses continentales, une surrection entraînant automatiquement une accentuation de l'érosion, et l'enlèvement de volumes importants de matériaux facilitant la montée isostatique de ces masses continentales. Un tel exemple permet d'entrevoir les connexions très complexes qui existent entre les divers phénomènes géologiques, la nature d'un objet superficiel telle que la forme d'un paysage pouvant être conditionnée par des causes dont il faut rechercher le siège dans le manteau sous-jacent.

La sédimentation

Les éléments transportés, en solution ou mécaniquement, vont se déposer dans les parties creuses de la surface terrestre : lits de rivière, lacs, estuaires, bassins marins... Ces accumulations constituent les sédiments qui se disposent suivant des structures reflétant les conditions du dépôt. Ces « figures sédimentaires », comme le tri, le classement et l'arrangement des particules dans le sédiment, la forme des objets, qui reflète surtout l'histoire du transport, conservent les marques des eaux courantes, du vent, de la glace ou simplement de la gravité, et leur examen permet en effet de reconstituer le milieu et le climat dans lesquels la sédimentation s'est opérée.

Après compaction et expulsion d'une partie de l'eau interstitielle, le sédiment est le siège d'un ensemble de transformations, appelé *diagenèse*. Elle se manifeste par une augmentation de la taille des grains avec nourrissage périphérique, une cimentation par des phases minérales précipitées chimiquement entre les grains, des recristallisations avec arrangement de forme, et parfois des modifications de la composition chimique à la suite de réactions avec des solutions environnantes. Elle conduit à l'aide de ces processus fort complexes à la formation de roches sédimentaires.

La nature des roches sédimentaires est très variée bien que le nombre des minéraux qui interviennent dans leur constitution soit relativement faible. A côté des minéraux détritiques, dont le quartz est de loin le plus important, les phyllites (argiles) et les carbonates sont les plus caractéristiques de ces domaines superficiels de lapidification. Dans l'ensemble des roches sédimentaires, celles qui contiennent une fraction argileuse importante (shales, grauwackes) représentent plus de 80 % ; leur composition moyenne est en effet assez voisine de la composition moyenne de la croûte continentale, et explique donc leur fréquence. Les grès, les sables et les calcaires (et autres roches carbonatées) atteignent environ 10 %. Tous les autres types pétrographiques (évaporites, combustibles, phosphates...) ne dépassent pas 1 % du total.

Beaucoup de roches sédimentaires renferment des traces d'organismes vivants. Outre la présence de fossiles qui interviennent pour une part variable dans la constitution des sédiments par la simple accumulation de leurs organes solides (coquilles, tests, squelettes), les êtres vivants jouent un rôle biochimique souvent très important dans la fixation de la matière minérale.

Les sédiments et leurs produits de consolidation recouvrent des roches magmatiques et métamorphiques sur les trois quarts de la surface de la Terre, bien qu'ils représentent moins de 5 % de la croûte. D'énormes accumulations, de plusieurs kilomètres d'épaisseur, ont été découvertes dans certains bassins fermés comme la mer Caspienne et dans les fosses océaniques. Les caractères des sédiments montrent que dans de nombreux cas ils se sont déposés sous une tranche d'eau peu épaisse ; cette observation a suggéré la notion de subsidence, un enfoncement accom-



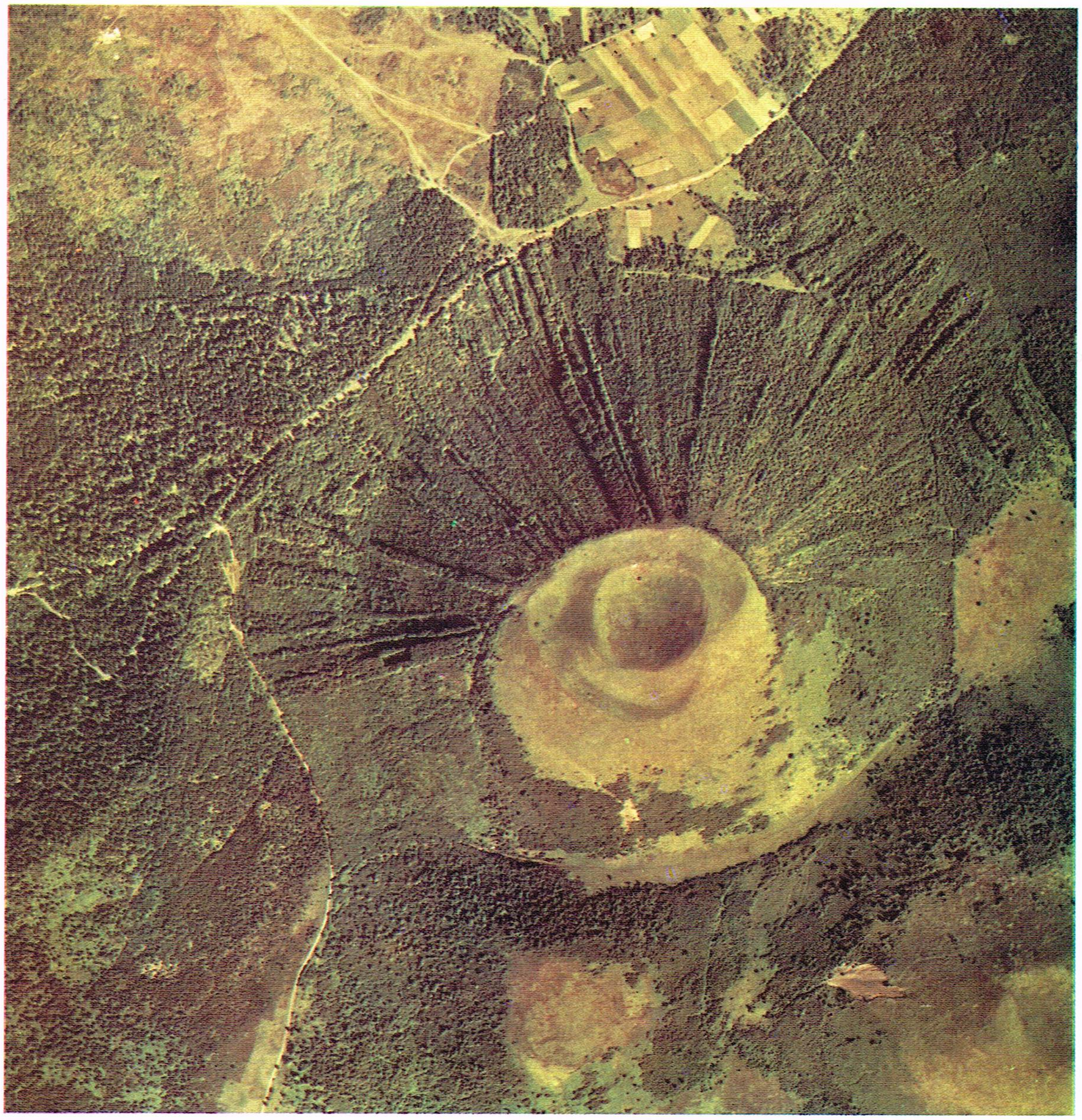
S.E.F.

◄ *Effet de la sédimentation marine : cordon sédimentaire ayant isolé un bras de mer transformé en lagune.*

pagnant de façon synchrone la sédimentation. La couverture sédimentaire est au contraire relativement réduite sur les planchers océaniques, sa puissance variant en moyenne entre quelques centaines de mètres et un kilomètre. C'est un des arguments démontrant la jeunesse des Océans actuels.

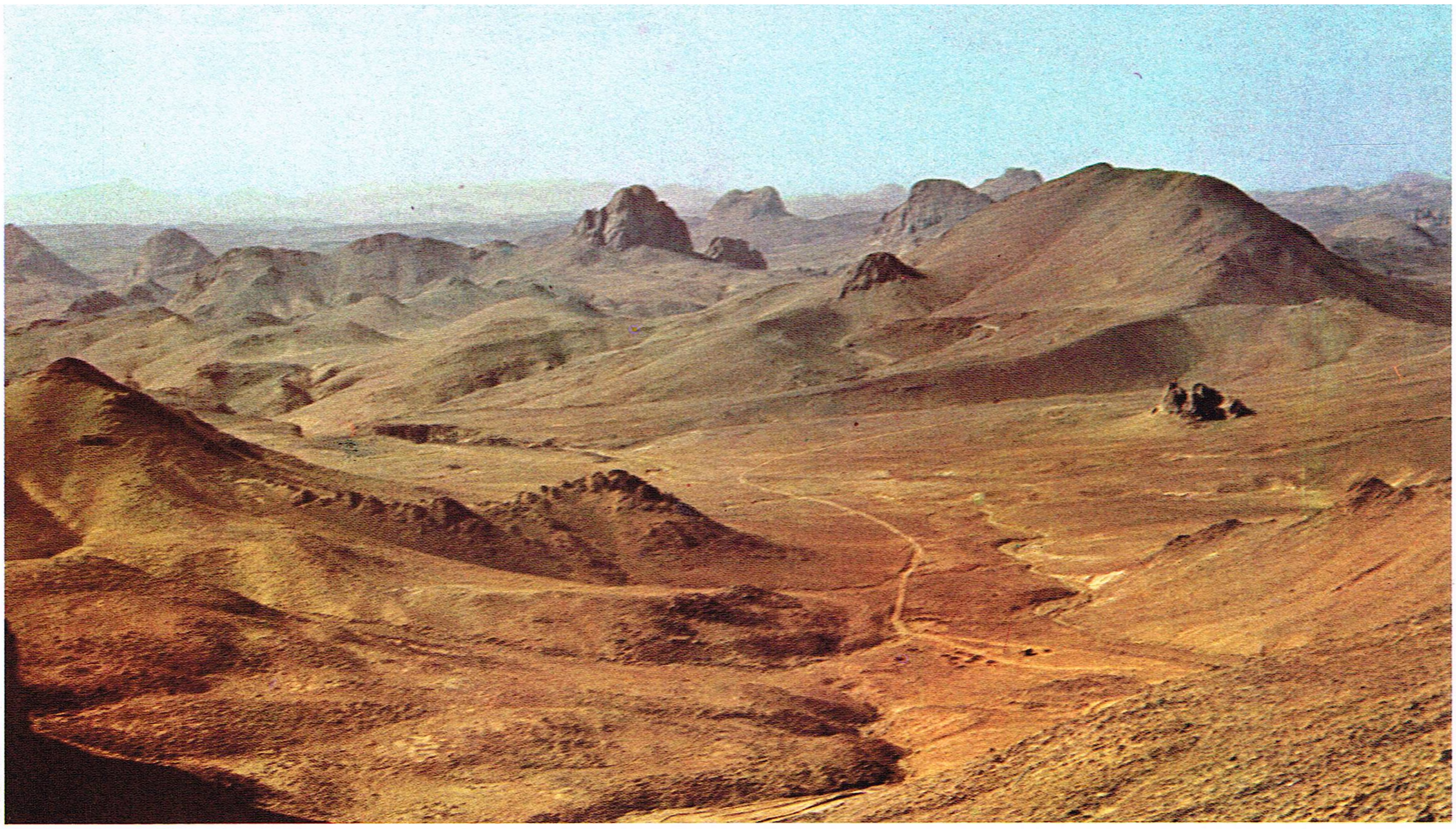
Le volcanisme

Le volcanisme est un phénomène géologique qui, comme les précédents, peut être observé directement par l'homme dont il a frappé depuis longtemps l'imagination par son caractère très spectaculaire et catastrophique. C'est un



I.G.N.

◄ *Vue aérienne du puy de Côme (Puy-de-Dôme) : des coulées de lave et des produits pyroclastiques se sont accumulés et ont formé un volcan au centre duquel s'est individualisé un cratère.*



J. Fabriès

▲ *Souvent les volcans et leurs produits sont associés dans une région sur quelques centaines de km², définissant ainsi une* province volcanique ; *ici, les volcans de l'Atakor (Sahara).*

processus de géodynamique interne amenant à la surface des matériaux d'origine profonde. Ceux-ci sont émis à des températures très élevées, entre 850 °C et 1 200 °C, et sont constitués par une phase fondue importante et des quantités variables de cristaux et de gaz. On donne le nom de *magma* à de tels mélanges.

Dans de nombreux cas, les matières fondues débordent de la bouche d'émission et s'écoulent par gravité vers les points bas de la région en donnant des coulées de lave. Elles se refroidissent progressivement et leur solidification complète aboutit à la naissance des roches volcaniques. Le dégagement des gaz, occlus dans le magma et qui consistent essentiellement en vapeur d'eau et anhydride carbonique, se fait souvent d'une façon explosive. Ces explosions provoquent des morcellements importants des matériaux déjà consolidés qui obstruent les évents d'émission, et entraînent la projection des fragments ainsi formés : cristaux, verres, bombes, roches... Ces différents éléments se déposent par gravité, et constituent alors des formations pyroclastiques (roches pyroclastiques). Ces dépôts peuvent s'amonceler avec des coulées de lave de façon importante autour de la bouche émissive et construire ainsi un appareil plus ou moins conique appelé volcan, au centre duquel s'individualise généralement un cratère.

▼ *Lame mince de lave observée au microscope polarisant. Il s'agit d'une* basanite leucitique *de l'île de Ringgit, près de Java.*



Conquéré

En grande majorité les magmas émis par les volcans sont silicatés. Leurs compositions ont des teneurs en silice comprises entre 40 % et 75 %, avec une fréquence maximale pour la valeur 53 %. Ce résultat rend compte de la prédominance extrême des basaltes, roches volcaniques basiques contenant 45 à 50 % de silice, qui représentent environ 82 % de la surface totale couverte par les roches volcaniques, les andésites 16 % et les rhyolites 2 %. Un volcan donné peut, au cours de son histoire, émettre des laves de composition différente. On connaît même des cas où des produits de compositions aussi éloignées que des basaltes et des rhyolites ont été rejetés d'un cratère à des cadences relativement rapides.

Souvent les volcans et leurs produits, les roches volcaniques, sont associés dans une certaine région, sur quelques centaines de km² de surface. On définit ainsi une *province volcanique* dans laquelle les roches volcaniques se sont mises en place pendant une période restreinte (de l'ordre de quelques millions d'années au plus) et présentent des particularités communes, à la fois chimiques et minéralogiques, qui les distinguent nettement des roches d'autres provinces ; par exemple les laves leucitiques, fortement potassiques, des régions de Naples et de Rome, constituent une province volcanique. L'existence de ces caractères communs suggère une consanguinité, une communauté d'origine de ces roches, dont la diversité résulte d'une sorte d'évolution à partir d'un stock parent ou magma primaire, souvent de nature basaltique. Cette notion fondamentale a reçu le nom de différenciation magmatique, dont l'étude est un des domaines de la *pétrologie ignée*.

Les études très soignées des volcanologues américains à Hawaii, et soviétiques au Kamchatka, ont montré à l'aide d'arguments sismiques que les magmas basaltiques proviennent des réservoirs situés entre 60 et 90 km de profondeur. Sous le grand volcan Bezymianny qui explosa en 1956, les données géophysiques ont indiqué l'existence d'une poche lenticulaire, liquide, d'un volume de 10 000 à 20 000 km³. Ces zones de rassemblement des liquides magmatiques sont nettement au-dessous de la discontinuité de Mohorovicic, dans le manteau supérieur. Le problème de la génération des magmas basaltiques est une des tâches fondamentales de la pétrologie ignée, qui compare les phénomènes naturels avec les résultats de travaux expérimentaux réalisés en laboratoire, sur la cristallisation et le fractionnement de bains silicatés fondus. On pense actuellement que les basaltes résultent d'une fusion partielle de matériel ultrabasique ou basique constituant le manteau supérieur. La nature des liquides primaires formés est fonction du taux de fusion partielle qui s'effectue à très grande profondeur, de l'ordre de 100 à 120 km. Un tel magma ainsi réalisé peut se rassembler et s'arrêter



Tomsich

lors de son ascension vers la surface pour constituer un réservoir magmatique dans lequel une différenciation est susceptible d'avoir lieu.

Le plutonisme

A la différence du volcanisme, le plutonisme est une manifestation magmatique qui échappe à l'observation directe par l'homme pendant son temps d'activité. Il correspond en effet à la mise en place, au refroidissement et à la solidification de masses magmatiques à l'intérieur de la lithosphère. C'est simplement le jeu de l'érosion qui permet de porter à la surface, une fois qu'elles sont entièrement consolidées, ces roches plutoniques qui sont les produits de la cristallisation magmatique dans des conditions de profondeur.

Les roches plutoniques ont des compositions chimiques très comparables à celles des roches volcaniques. Mais leur fréquence n'est pas du tout la même. Les types riches en silice prédominent largement, l'histogramme de distribution de la teneur en silice présentant un maximum pour 65 %. Ainsi les affleurements des roches renfermant du quartz représentent près de 86 % de la surface totale couverte par les roches plutoniques (granites 44 %, granodiorites 34 %, diorites quartziques 8 %, diorites 1 %, gabbros 13 %...). Elles sont toujours cristallines, c'est-à-dire constituées par un agrégat de cristaux, caractère qui les distingue des roches volcaniques qui peuvent renfermer du verre. En fait, les différences d'ordre textural et d'ordre minéralogique entre ces deux grandes catégories de roches tiennent aux conditions particulières de la cristallisation en profondeur. Dans un tel milieu, le refroidissement est plus lent et cette durée plus grande de la cristallisation permet une croissance plus poussée des cristaux constitutifs; par ailleurs, les phases fluides contenues dans le magma, plus spécialement l'eau, sont retenues plus longtemps; elles influent de façon plus intense sur la nature des minéraux qui se développent (minéraux hydroxylés) dès les stades précoces de la consolidation, et elles sont aussi la cause de transformations minéralogiques ultérieures qui se poursuivent sur des périodes relativement longues jusqu'à ce que toute l'activité ignée soit arrêtée dans la région intéressée (hydrothermalisme).

Les magmas montent dans la lithosphère, les volcans en fournissent une preuve. Ainsi les masses plutoniques font intrusion dans des terrains sus-jacents. La cause de l'ascension des magmas tient essentiellement à la différence de densité qui existe entre les zones fondues (moins denses) et les résidus de fusion. Les magmas granitiques (acides) les moins denses présentent une tendance accrue à

▲ *Éruption avec coulées de lave d'un volcan d'Hawaii (1952).*

▼ *A gauche, une zone de contact de massif granitique. A droite, une lame mince d'une roche ignée grenue récoltée dans la Sierra Leone :* l'allivalite. *Les roches ignées dues à une cristallisation lente et en profondeur, sont caractérisées par de grands et nombreux cristaux.*



J. Fabriès



Conquéré



J. Touret

▲ *L'effet des mouvements tectoniques est souvent bien visible sur les roches sédimentaires qui présentent des plis.*

▼ *Zone de fusion dans des roches métamorphiques (ici du gneiss à biotite) observée dans l'Ontario (Canada).*



J. Fabriès

monter ; c'est pourquoi les grandes masses plutoniques qui en résultent se mettent en place exclusivement dans les continents, au point que l'on peut affirmer que les roches grenues acides caractérisent la constitution de la croûte continentale.

Les problèmes posés par le mécanisme de l'intrusion des corps plutoniques, dont certains atteignent des dimensions très élevées, sont conjecturaux, en particulier celui de la place. Des renseignements précieux sont d'abord fournis par la forme et le volume d'un tel corps, qui est désigné souvent sous le nom de pluton. Mais la morphologie n'est pas facile à déterminer avec précision car les observations ont lieu pratiquement sur deux dimensions (surface terrestre) ; souvent l'allure du plancher de nombreux plutons n'est pas connue par manque d'informations tirées de sondages et de mesures géophysiques. L'examen de la forme générale d'un volume igné avec la structure générale des terrains qui l'entourent renseigne également sur la raison de l'emplacement de tel pluton. Les structures internes qu'on peut observer sur le terrain dans les massifs de roches plutoniques sont très précieuses pour reconstituer les diverses étapes de la mise en place et les mécanismes. On peut citer : les bordures figées qui résultent d'un refroidissement plus rapide près des parois, surtout quand le déséquilibre thermique est grand entre le corps intrusif et le terrain environnant; les enclaves de roches encaissantes ou de roches magmatiques de la même série différenciée, déjà cristallisées; les figures de flux correspondant à des alignements de minéraux, des dispositions en filet d'écoulement... ; les figures de sédimentation qui proviennent de l'accumulation et de la décantation des minéraux dans les chambres magmatiques suivant leurs densités respectives.

Le plutonisme contribue, comme le volcanisme et le processus sédimentaire, mais de façon plus massive, à la redistribution de la matière dans la lithosphère, et corrélativement à des concentrations d'éléments, dont certaines peuvent avoir un intérêt économique. Ces concentrations minérales, dont les teneurs en certains métaux atteignent des valeurs telles qu'elles sont susceptibles d'être exploitées par des mines ou des carrières, sont appelées gîtes métallifères et l'étude de leurs processus de formation est plus spécialement du ressort de la *métallogénie*. Il existe des relations certaines entre la nature des concentrations métallifères et celle des ensembles plutoniques; le cortège des minéralisations accompagnant les plutons granitiques est, par exemple, tout à fait différent de celles associées aux roches plutoniques basiques et ultrabasiques.

Le métamorphisme

Quelquefois les roches sédimentaires et les roches ignées demeurent fixées dans leur état de cristallisation initiale pendant de très longues périodes. D'autres vont subir une série de transformations et de nouvelles cristallisations de minéraux que l'on groupe sous la notion générale de métamorphisme. Ces modifications sont essentiellement minéralogiques, structurales et chimiques; elles sont progressives et finalement font perdre à la roche son aspect initial. Elles correspondent à un ajustement des roches solides à des conditions physico-chimiques nouvelles, qui sont imposées en profondeur dans la lithosphère. On exclut en effet de cette définition les mécanismes de l'altération superficielle. Au début de la science géologique, ce comportement des roches solides était difficile à comprendre, car on ne connaissait pas alors les lois de l'équilibre et de la cinétique chimiques, la règle des phases, la loi d'action de masse, et la notion de plasticité cristalline était encore vague.

Ces transformations métamorphiques ne se produisent jamais de façon autonome; elles se rencontrent au contraire dans certaines situations géologiques bien définies : associées à des zones plus ou moins vastes de plissement intense (métamorphisme régional) ; localisées à la périphérie d'intrusions plutoniques (métamorphisme de contact) ; confinées au voisinage des zones de fracture et des rides centrales de certaines dorsales océaniques (métamorphisme de fond océanique) ; exceptionnellement localisées dans quelques cratères provoqués par la chute de très grosses météorites à la surface de la Terre (métamorphisme de choc ou d'impact).

Les roches métamorphiques présentent donc une variété souvent déconcertante des compositions et des

textures, du fait même de la diversité des matériaux originels dont elles dérivent. Aussi leur étude pétrographique a-t-elle nécessité, dès ses premiers pas au siècle dernier, une confrontation permanente entre les observations de terrain et les données de laboratoire (observations microscopiques et expériences de synthèse minérale). Cette réflexion a permis d'établir qu'une association minérale métamorphique se développe en réponse à l'imposition de certaines conditions de température (facteur important) et de pression, et qu'elle est déterminée par la composition chimique de la roche et par ces conditions physiques. Cette réponse se traduit par des réactions chimiques entre minéraux solides en présence de phases fluides intergranulaires (H_2O, CO_2), réactions qui tendent à mettre le système en équilibre thermodynamique. En effet de nombreux faits permettent de penser que la plupart des roches métamorphiques se sont comportées comme des systèmes dans lesquels l'équilibre chimique était atteint (ou presque). Ce principe fondamental de la pétrologie métamorphique s'est traduit par la notion de faciès minéral (Eskola), qui met l'accent sur la liaison essentielle entre composition chimique et composition minéralogique. Grâce à cette méthode, il est possible d'estimer avec des précisions plus ou moins grandes suivant les cas les conditions physiques sous lesquelles une roche métamorphique donnée a recristallisé.

Les terrains affectés par un métamorphisme régional sont plissés et à, l'échelle de l'échantillon, les roches métamorphiques montrent généralement des marques évidentes de déformations. Elles présentent ainsi des structures orientées nettes, planaires (schistosité, foliation) ou linéaires (linéations) dont la description est l'objet de la structurologie. Les minéraux constitutifs ont tendance à se développer avec des orientations cristallographiques préférentielles. Les études au microscope et leur confrontation avec les mesures effectuées sur le terrain permettent de reconstituer les différentes phases de cristallisation et de déformation ainsi que leurs relations, qui ont été enregistrées dans les roches métamorphiques ; elles permettent donc d'introduire le facteur temps dans l'analyse du métamorphisme.

Dans certains domaines métamorphiques, où des températures et des pressions élevées ont pu être atteintes, des indices de fusion partielle de certaines roches ont été décelés. Ce phénomène de fusion partielle (anatexie différentielle), qui affecte principalement des roches quartzo-feldspathiques, aboutit à la formation *in situ* d'un magma de composition granitique mélangé à une trame de roches métamorphiques.

La tectonique

Un des processus dynamiques importants que l'on retrouve jusque dans les époques les plus anciennes de l'histoire de la Terre, est le développement de chaînes de montagnes qui correspondent à des portions de la croûte continentale dans lesquelles les roches ont été affectées par des déformations mécaniques. La preuve de tels mouvements est évidente pour les roches sédimentaires dont la disposition en couches, en strates le plus souvent plissées, parfois redressées jusqu'à la verticale, contraste avec la disposition en couches horizontales caractéristiques des dépôts dans les mers ou dans les lacs. L'analyse des structures ainsi engendrées à la suite de déformations (plis, failles, etc.) suggère la notion géométrique de déplacement de grands ensembles. Pendant longtemps la géométrie des structures a été la préoccupation majeure des tectoniciens ; la tendance actuelle est d'introduire des données quantitatives afin d'aborder les mécanismes de la déformation. Pour avoir une vision complète du problème, il faut nécessairement étudier les structures tectoniques à toutes les échelles, des torsions microscopiques dans les cristaux jusqu'au déplacement des grandes masses continentales. Seule l'étude des microstructures, appelée aussi microtectonique, permet d'envisager l'étude des mécanismes de la déformation grâce à la possibilité de comparaison avec des données expérimentales. Comme des lois souvent simples ont pu être établies pour relier les macrostructures aux microstructures, il est possible d'établir des modèles cohérents, définissant les axes de la déformation (direction de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire) et donnant l'allure du champ de la déformation à toutes les échelles.



J. Fabriès

▲ ***Plissements superposés observés dans le massif du Hoggar.***

A une époque déterminée de l'histoire de la Terre, seules certaines parties particulières de la croûte sont l'objet de déformations importantes, alors que rien ne semble se produire ailleurs. Ces zones privilégiées, qui correspondent pour le temps actuel à des chaînes de montagnes, sont appelées zones ou ceintures orogéniques, l'orogenèse désignant l'ensemble des phénomènes conduisant à leur élaboration. Le processus orogénique est discontinu dans le temps pour un secteur donné de la Terre ; plusieurs phases de déformation, séparées par des temps de relaxation des contraintes, peuvent ainsi être définies. En outre, des relations étroites ont été depuis longtemps notées entre l'orogenèse et d'autres phénomènes géodynamiques internes, métamorphisme et activités volcanique et plutonique. Ces déformations mécaniques ne sont en fait qu'une des manifestations de l'activité énergétique de la Terre. Le modèle de la tectonique des plaques fait ressortir les connexions étroites qui existent entre ces différents phénomènes énergétiques.

La revue des principaux phénomènes géologiques ci-dessus met en évidence le lien organique entre les divers domaines des sciences de la Terre, lien qui est le reflet de l'interdépendance des processus naturels. Elle est obligatoirement incomplète car elle n'envisage que les mécanismes observés ou indirectement déduits dans la lithosphère et à la rigueur dans la partie supérieure de l'asthénosphère. Il est évident que les couches plus profondes

▼ ***Microplis dans des phyllades du Gédinnien de la région de Morlaix dans le Finistère. Ces microplis sont observés en lumière polarisée sur une préparation en lame mince.***



Cabanis



▶ *Le développement de chaînes de montagnes correspond à des déformations mécaniques des roches dans certaines portions de la croûte continentale. Ici, la Dent des Géants et les Grandes Jorasses vues du téléphérique de la vallée Blanche.*

G. Mairani

du globe ne sont pas inertes et que leur activité doit avoir un rôle déterminant dans la géodynamique plus superficielle, par exemple en ce qui concerne les sources et les transferts de chaleur. Mais il faut reconnaître qu'elle est beaucoup plus difficile à déceler directement et que la science a encore beaucoup à apprendre sur ce domaine.

Principes généraux de la méthode géologique

Comme dans toute science, la recherche en géologie conduit tour à tour à observer, expérimenter et interpréter. Pour cela, le géologue doit appuyer ses raisonnements sur la thermodynamique et sur la méthode des modèles. De l'observation des faits qu'il analyse, il en conclut une loi hypothétique par généralisation, induction, synthèse. Toute interprétation des phénomènes de la nature doit en effet satisfaire aux principes fondamentaux de la thermodynamique, qui indique si la loi envisagée est possible ou non. Mais elle ne donne aucune indication sur les modes opératoires, sur les mécanismes qui permettent de réaliser les transformations qu'elle a reconnues possibles, ni sur le temps nécessaire pour les effectuer. Différant profondément de la thermodynamique, la méthode des modèles cherche au contraire à expliquer les phénomènes et vise à atteindre les mécanismes mêmes des transformations. Elle opère par hypothèse alors que la thermodynamique procède uniquement par déduction. Ces deux méthodes d'étude sont complémentaires l'une de l'autre, et leur concours est indispensable pour l'approfondissement des connaissances géologiques.

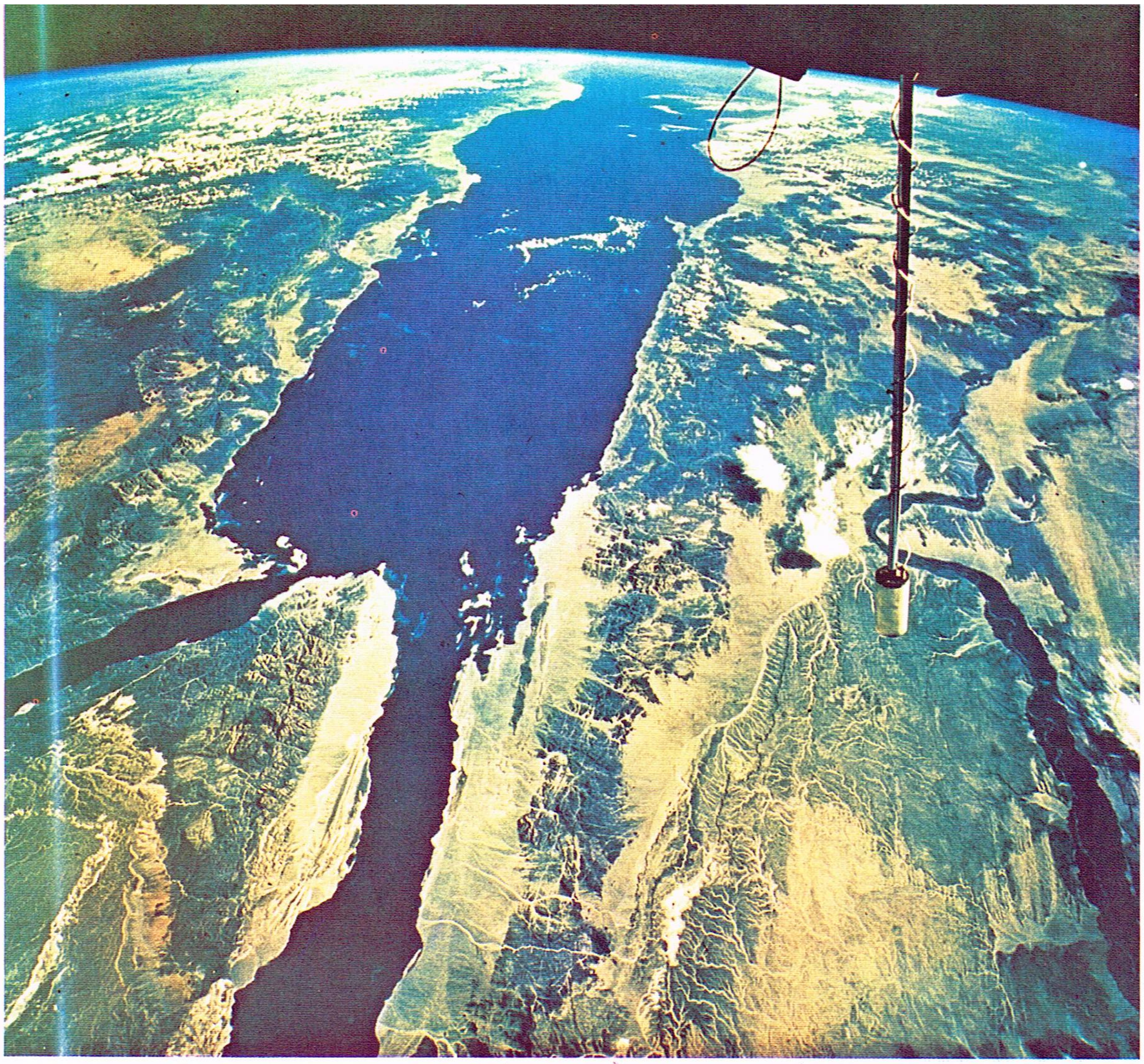
Comment le géologue réalise-t-il cet objectif dans la pratique ?

Comme toutes les sciences naturelles, la géologie ne peut se passer d'explorations préalables sur le terrain qui constituent souvent la partie la plus longue du travail. La tâche du géologue se déroule donc dans deux domaines distincts, sur le terrain et dans le laboratoire. Bien qu'actuellement la spécialisation des sciences de la Terre soit telle qu'un individu est amené à consacrer plus de temps à une fraction au détriment de l'autre, un équilibre entre ces deux modes d'action doit être maintenu globalement à l'échelle de l'ensemble des spécialistes pour permettre un progrès efficace de la connaissance.

Travaux sur le terrain

Le travail sur le terrain est à la base de toute véritable étude géologique. Face à face avec la roche qui affleure, devant le front de taille d'une carrière, ou à la recherche d'un contact caché entre deux formations, le géologue prend en effet conscience de l'ampleur des problèmes que lui offre la Terre. C'est là encore qu'il trouve les matériaux nécessaires pour résoudre ces énigmes. L'étude sur le terrain comporte donc des observations locales (structures des roches, pendages des couches, accidents tectoniques visibles, contacts entre terrains différents, etc.) et des collectes rationnelles d'échantillons représentatifs de roches, de minéraux ou fossiles, avec notation soignée et scrupuleuse de leur localisation et de leur mode de gisement. Ainsi, sur le terrain, le géologue est presque exclusivement naturaliste ; parfois il opère en physicien ou en chimiste, par exemple pour des mesures de températures, des prélèvements et des analyses de gaz, d'eau...

Le géologue à pied, cloué au sol, a évidemment un champ de vision restreint. Cependant l'observation du terrain ne se limite pas à une étude à cette échelle ponctuelle ; il est nécessaire de pouvoir observer d'un seul coup d'œil des surfaces parfois très grandes de la Terre. Les moyens aériens ont en effet permis le développement de cette vision mégascopique, en particulier grâce à l'utilisation des photographies aériennes en vision stéréoscopique. Aussi une intégration meilleure et plus facile des données ponctuelles est-elle rendue possible grâce à l'observation directe de la réalité géologique à un niveau d'organisation relativement élevé. Une amélioration a encore été apportée récemment avec les prises de vues réalisées à partir des vols orbitaux.



U.S.I.S.

◀ *En géologie, l'observation du terrain ne se limite pas à une étude à l'échelle ponctuelle ; il est nécessaire de pouvoir observer d'un seul coup d'œil des surfaces parfois très grandes de Terre ; les photos aériennes prises d'avion ou de satellite (ici, la mer Rouge, le sud de l'Arabie, la vallée du Nil et le Sinaï, photographiés depuis Gemini 12) ont permis le développement d'une vision mégascopique.*

Les divers résultats obtenus sont coordonnés sous la forme de plans, de coupes verticales et surtout de cartes. La carte géologique est une représentation tridimensionnelle des terrains, étant toujours établie sur un fond topographique. C'est d'abord un moyen de rassembler les observations, avec la possibilité de les relier entre elles et de saisir d'un coup d'œil la géologie générale du pays étudié.

C'est aussi un but, afin de mettre un document à la disposition de tous ceux qui ont à connaître pour leur travail la nature des terrains (mines, carrières, travaux publics, agriculture...). La plupart des pays ont entrepris l'établissement et la publication de cartes géologiques régulières, à des échelles variables, détaillées (1/80 000 et 1/50 000 en France) ou générales (1/1 000 000 en France). La collaboration internationale dans le cadre de l'UNESCO a permis la réalisation de cartes géologiques internationales et de cartes thématiques, comme la carte tectonique du monde, la carte métamorphique de l'Europe...

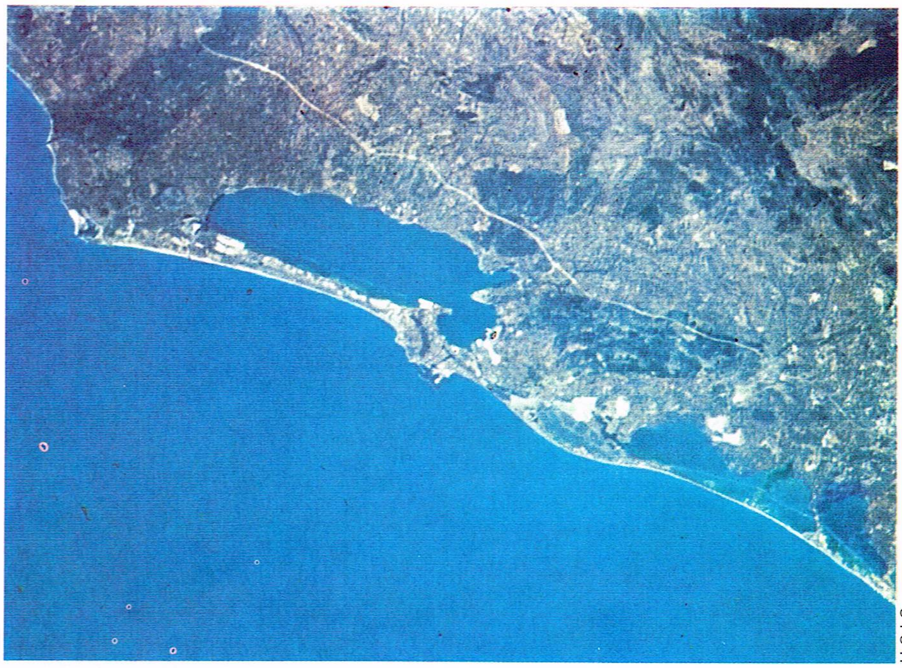
Le géologue reporte sur un fond topographique les faits d'observation fragmentaires, en utilisant une gamme de symboles et de couleurs. Il cherche à tracer les contours des aires occupées par les différentes formations, définies le plus souvent par leur nature lithologique et parfois par leur âge. A partir de cette carte d'affleurements, qui est objective, inventaire des résultats bruts, il établit une carte géologique qui est un modèle interprétatif obtenu par extrapolation et généralisation des informations. La valeur de ce document et plus spécialement la précision des contours dépendent de nombreux facteurs, des conditions d'affleurements, de la qualité du fond topographique, de la pratique et du soin de l'auteur. Il est évident que le modèle qui en résulte pourra être amélioré, affiné, par des observations ultérieures (on ne peut pas passer partout !) et par les études en laboratoire. A cette précision près, les contours eux-mêmes restent valables même si plus tard on doit changer l'âge d'un des terrains, l'ordre de superposition ou encore la nature d'un contact (stratigraphique, magmatique ou tectonique) entre deux unités cartographiques.

Travaux en laboratoire

On peut distinguer deux grandes catégories d'opérations dans les travaux effectués par le géologue au laboratoire : des opérations analytiques et des opérations expérimentales. Et pour mener à bien cette tâche, il doit adopter l'état d'esprit et les techniques d'un physico-chimiste.

Les échantillons collectés sur le terrain sont préparés (par exemple, analyse immédiate de leurs différents constituants) et étudiés afin de déterminer leurs propriétés

▼ *Photo aérienne de la côte méditerranéenne près de Sète ; à gauche, l'étang de Thau, parallèle à la mer, est bien visible.*



U.S.I.S.



I.G.N.

▲ *Vue aérienne de la région de Ferrals dans les Corbières (1/30 000).*

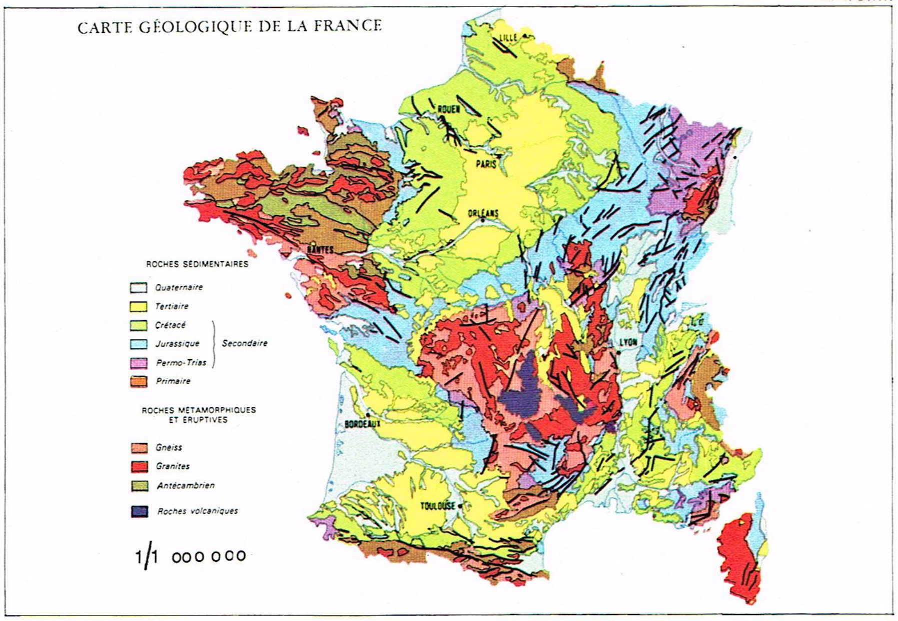
géométriques (structurales), physiques et chimiques. La qualité et la précision de ces déterminations, dont la plupart deviennent quantitatives, sont de plus en plus grandes, à l'aide d'appareils analytiques que les progrès de la technologie moderne rendent toujours plus efficaces (microscope polarisant, microscope électronique, microsondes électronique et ionique, spectromètre de masse...). Les processus géologiques sont très lents à l'échelle humaine, cette lenteur, qui résulte en grande partie de la grande taille de la Terre, étant compensée par la durée importante dont disposent ces processus pour se dérouler. Aussi est-il nécessaire de réaliser des mesures avec une extrême précision ou avec un pouvoir séparateur des plus parfaits pour compenser le manque de temps afin de mettre en évidence et de quantifier une transformation, un déplacement, une accélération...

Depuis le siècle dernier, l'expérimentation s'est largement développée dans les sciences de la Terre, dans le but de la reproduction artificielle de minéraux, de roches ou de certains phénomènes naturels (déformations, sédimentations, intrusions magmatiques...). Elle permet l'étude des mécanismes de formation dans les cas les plus simples, puis allant du simple au plus compliqué, elle généralise les lois dans le but de rechercher et d'estimer les conditions naturelles. Dans leurs travaux expérimentaux, les géologues et les minéralogistes ont à envisager des processus qui relèvent d'une échelle de grandeur généralement inconnue du physicien ou du chimiste, surtout en ce qui concerne la durée. Mais des valeurs considérables, qui excèdent l'intervalle habituellement possible de la plupart des expériences de laboratoire, caractérisent aussi les paramètres température et pression qui peuvent atteindre respectivement plusieurs milliers de degrés centésimaux et jusqu'à trois millions de bars. Les expériences de laboratoire et les modèles théoriques qu'elles permettent de déduire ne font progresser la connaissance que si elles sont constamment confrontées avec les données de terrain. Souvent on observe des écarts entre les faits de terrain et les résultats de laboratoire, qui sont dus soit à une approximation trop grossièrement simplificatrice de la nature, soit à une cinétique différente dans les deux cas. L'utilisation prudente des données expérimentales nécessite donc un incessant va-et-vient entre le terrain et le laboratoire ; c'est le reflet même de la démarche scientifique, de la méthode des modèles, qui n'est jamais linéaire.

JACQUES FABRIÈS

▼ *Carte géologique de la France.*

B.R.G.M.



BIBLIOGRAPHIE

ADAMS F.D., *The Birth and Development of the Geological Sciences,* Douvres, 1938. - ALLÈGRE C.-J. et MICHARD G., *Introduction à la géochimie,* Paris, 1974. - AUBOIN J., BROUSSE R. et LEHMAN J.-P., *Précis de géologie,* 3 vol., Paris, 1967. - BELLAIR P. et POMEROL C., *Éléments de géologie,* Paris, 1965. - CAILLEUX A., *Histoire de la géologie,* Paris, 1961. - CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J. et VERHOOGEN J., *Igneous Petrology,* New York, 1974. - DEBELMAS J., *Géologie de la France,* 2 vol., Paris, 1974. - DERCOURT J. et PAQUET J.,*Géologie - Objets et Méthodes,* Paris, 1974. - ERNST W.G., *Earth Materials,* New York, 1969. - FAURE G. et POWELL J.L., *Strontium Isotope Geology,* New York, 1972. - GASS I.G., SMITH P.J. et WILSON R.C.L., *Understanding the Earth,* Sussex, 1971. - GEIKIE A., *The Founders of Geology,* Londres, 1905. - GIGNOUX M., *Géologie stratigraphique,* Paris, 1960. - GILLULY J., WATERS A.C. et WOODFORD A.D., *Principles of Geology,* San Francisco, 3e éd., 1968. - GOGUEL J., *Géologie,* Encyclopédie de la Pléiade, 2 vol., Paris, 1972. - GOGUEL J., *Géophysique,* Encyclopédie de la Pléiade, Paris, 1971. - HAMILTON E.T. et FARQUHAR R.M., *Radiometric Dating for Geologists,* Londres, 1968. - HOWELL B.F., *Introduction à la géophysique,* Paris, 1969. - JUNG J., *Précis de pétrographie,* Paris, 1963. - LAMEYRE J., *Roches et Minéraux,* 2 vol., Paris, 1975. - De LAUNAY L., *la Science géologique,* Paris, 1905. - MATTAUER M., *les Déformations des matériaux de l'écorce terrestre,* Paris, 1973. - PILOT J., *les Isotopes en géologie, Méthodes et Applications,* Paris, 1974. - PIVETEAU J., *Traité de paléontologie,* 8 vol., Paris, 1957-1966. - RAGUIN E., *Géologie du granite,* Paris, 1957. - RAGUIN E., *Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique,* Paris, 1970. - RAMSAY J., *Folding and Fracturing of Rocks,* New York, 1967. - RINNE F., *la Science des roches,* Paris, 1950. - RITTMANN A., *les Volcans et leur activité,* Paris, 1963. - ROUTHIER P., *les Gisements métallifères,* 2 vol., Paris, 1963. - ROUTHIER P. *Essai critique sur les méthodes de la géologie,* Paris, 1969. - TARLING D.H. et M.P., *la Dérive des continents,* Paris, 1973. - TERMIER H. et G., *l'Évolution de la lithosphère,* 3 vol., Paris, 1957. - TURNER F.J., *Metamorphic Petrology,* New York, 1968. - VERHOOGEN J., TURNER F.J., WEISS L.E., WAHRHAFTIG C., FYFE W.S., *The Earth, an Introduction to Physical Geology,* New York, 1970. - WINKLER H.G.F., *Petrogenesis of Metamorphic Rocks,* 3e éd., New York, 1974. - WYLLIE P.J., *The Dynamic Earth,* New York, 1971.



◀ *La région du Fars, en Iran, photographiée à partir de Gemini 5. L'aspect tourmenté de la terre, tel qu'il nous apparaît sur cette illustration, est le résultat de l'action des forces, internes et externes, qui agissent lentement au cours du temps et qui modèlent les structures de la croûte terrestre.*

GÉOCHIMIE

Les étapes de l'histoire de la géochimie

La géochimie est la science qui s'occupe de la distribution des éléments dans la terre et des processus physico-chimiques auxquels ils prennent part. Ce terme fut utilisé pour la première fois par Schönbein en 1838, alors que les perspectives de cette nouvelle discipline n'étaient pas encore très vastes. A la fin du XVII[e] siècle, on connaissait à peine 55 éléments; parmi ceux-ci, l'or, l'argent, le cuivre, le fer, le plomb, l'étain, le mercure, le soufre et le carbone étaient déjà connus à l'époque de la Renaissance et, en partie, avant le Moyen Age, voire à l'époque romaine. En effet, il s'agit d'éléments que l'on peut trouver dans les roches à l'état natif, c'est-à-dire d'éléments non combinés. Trente nouveaux éléments furent ensuite découverts par Lavoisier.

Au siècle suivant, le système périodique a été progressivement complété : entre 1800 et 1859, le rythme des découvertes fut plus lent car les anciennes méthodes ne permettaient pas d'individualiser de nouveaux éléments. Par la suite, grâce à l'application de nouvelles méthodes physiques (en 1860, Bunsen et Kirchoff utilisèrent un premier modèle de spectrographe) et aux découvertes de scientifiques comme Curie et Debierne, on arriva rapidement à compléter le tableau périodique (tableau 1), excepté certains éléments radio-actifs de très courtes périodes et des « vides » du système périodique, c'est-à-dire les éléments aujourd'hui reconnus instables à cause de la structure de leur noyau (numéros atomiques 43, 61, 85, 87). La théorie de la structure atomique permettait de prévoir l'existence des premiers et l'instabilité des seconds. En effet, les atomes ayant un noyau avec un nombre de neutrons (N) pair et un nombre de protons (Z) pair sont très stables et sont donc les éléments les plus abondants dans le milieu naturel. Les atomes avec un N impair et un Z pair ou un N pair et un Z impair sont assez stables, souvent radio-actifs; ce sont donc des éléments isotopiques généralement fréquents. Enfin, les atomes avec un N impair et un Z impair sont instables et donc rares (parmi ces derniers, se trouvent justement les « vides » du système périodique).

La géochimie, en relation directe avec la chimie et conditionnée par les progrès de cette dernière, avait donc, à cette époque, œuvré dans un domaine assez modeste. Elle consistait à faire les analyses chimiques de minéraux, de roches, d'eaux de source, d'eaux minérales, de gaz volcaniques, de fumerolles, etc. Un progrès fut accompli lorsque l'examen de tous les résultats obtenus révéla que les éléments chimiques manifestaient certaines « préférences » dans le milieu naturel. En effet, certains éléments

TAB. 1 - SYSTÈME PÉRIODIQUE DES ÉLÉMENTS

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII a	VIII		b
1	**1** H 0,46							**2** He 1,78			
2	**3** Li 1,52 Li^{+} 0,68	**4** Be 1,12 Be^{2+} 0,35	**5** B 0,97 B^{3+} 0,23	**6** C 0,77 C^{4+} 0,16	**7** N 0,71 N^{3+} 0,16 N^{5+} 0,13	**8** O^{2-} 1,32 O 0,60 O^{6+} 0,10	**9** F^{-} 1,33 F^{7+} 0,08	**10** Ne 1,60			
3	**11** Na 1,86 Na^{+} 0,97	**12** Mg 1,60 Mg^{2+} 0,66	**13** Al 1,43 Al^{3+} 0,51	**14** Si^{4-} 1,98 Si 1,17 Si^{4+} 0,42	**15** P P^{3+} 0,44 P^{5+} 0,35	**16** S^{2-} 1,74 S 1,04 S^{4+} 0,37 S^{6+} 0,30	**17** Cl^{-} 1,81 Cl 1,07 Cl^{5+} 0,34 Cl^{7+} 0,27	**18** Ar 1,91			
4	**19** K 2,31 K^{+} 1,33	**20** Ca 1,96 Ca^{2+} 0,99	**21** Sc 1,51 Sc^{3+} 0,81	**22** Ti 1,46 Ti^{3+} 0,76 Ti^{4+} 0,68	**23** V 1,30 V^{2+} 0,88 V^{3+} 0,74 V^{4+} 0,63 V^{5+} 0,59	**24** Cr 1,25 Cr^{3+} 0,63 Cr^{6+} 0,52	**25** Mn 1,18 Mn^{2+} 0,80 Mn^{3+} 0,66 Mn^{4+} 0,60 Mn^{7+} 0,46		**26** Fe 1,24 Fe^{2+} 0,74 Fe^{3+} 0,64	**27** Co 1,25 Co^{2+} 0,72 Co^{3+} 0,63	**28** Ni 1,24 Ni^{2+} 0,69
4	**29** Cu 1,28 Cu^{+} 0,96 Cu^{2+} 0,72	**30** Zn 1,33 Zn^{2+} 0,74	**31** Ga 1,22 Ga^{3+} 0,62	**32** Ge 1,22 Ge^{2+} 0,73 Ge^{4+} 0,53	**33** As 1,25 As^{3+} 0,58 As^{5+} 0,46	**34** Se^{2-} 1,91 Se 1,16 Se^{4+} 0,50 Se^{6+} 0,42	**35** Br^{-} 1,96 Br 1,19 Br^{5+} 0,47 Br^{7+} 0,39	**36** Kr 2,01			
5	**37** Rb 2,43 Rb^{+} 1,47	**38** Sr 2,15 Sr^{2+} 1,12	**39** Y 1,81 Y^{3+} 0,92	**40** Zr 1,56 Zr^{4+} 0,79	**41** Nb 1,43 Nb^{4+} 0,74 Nb^{5+} 0,69	**42** Mo 1,36 Mo^{4+} 0,70 Mo^{6+} 0,62	**43** Tc Tc^{7+} 0,56		**44** Ru 1,33 Ru^{4+} 0,67	**45** Rh 1,34 Rh^{3+} 0,68	**46** Pd 1,37 Pd^{2+} 0,80 Pd^{4+} 0,65
5	**47** Ag 1,44 Ag^{+} 1,26 Ag^{2+} 0,89	**48** Cd 1,49 Cd^{2+} 0,97	**49** In 1,62 In^{3+} 0,81	**50** Sn^{4-} 2,15 Sn 1,40 Sn^{2+} 0,93 Sn^{4+} 0,71	**51** Sb 1,45 Sb^{3+} 0,76 Sb^{5+} 0,62	**52** Te^{2-} 2,11 Te 1,43 Te^{4+} 0,70 Te^{6+} 0,56	**53** I^{-} 2,20 I 1,36 I^{5+} 0,62 I^{7+} 0,50	**54** X 2,20			
6	**55** Cs 2,62 Cs^{+} 1,67	**56** Ba 2,17 Ba^{2+} 1,34	**57** La* 1,86 La^{3+} 1,14	**72** Hf 1,53 Hf^{4+} 0,78	**73** Ta 1,43 Ta^{5+} 0,68	**74** W 1,36 W^{4+} 0,70 W^{6+} 0,62	**75** Re Re^{4+} 0,72 Re^{7+} 0,56		**76** Os 1,35 Os^{6+} 0,69	**77** Ir 1,35 Ir^{4+} 0,68	**78** Pt 1,38 Pt^{2+} 0,80 Pt^{4+} 0,60
6	**79** Au 1,44 Au^{+} 1,37 Au^{3+} 0,85	**80** Hg 1,50 Hg^{2+} 1,10	**81** Tl 1,70 Tl^{+} 1,47 Tl^{3+} 0,95	**82** Pb 1,75 Pb^{2+} 1,20 Pb^{4+} 0,84	**83** Bi 1,55 Bi^{3+} 0,96 Bi^{5+} 0,74	**84** Po Po^{6+} 0,67	**85** At At^{7+} 0,62	**86** Rn			
7	**87** Fr Fr^{1+} 1,80	**88** Ra Ra^{2+} 1,43	**89** Ac** Ac^{3+} 1,18	104 —	105 —	106 —	107 —		108 —	109 —	110 —

*Lanthanides : **58** Ce 1,82 Ce^{3+}1,07 Ce^{4+}0,94 **59** Pr 1,81 Pr^{3+}1,06 Pr^{4+}0,92 **60** Nd 1,80 Nd^{3+}1,04 **61** Pm **62** Sm^{3+}1,00 **63** Eu^{3+}0,98 **64** Gd^{3+}0,97 **65** Tb^{3+}0,93 Tb^{4+}0,81 **66** Dy^{3+}0,92 **67** Ho^{3+}0,91 **68** Er 1,86 Er^{3+}0,89 **69** Tm^{3+}0,87 **70** Yb^{3+}0,86 **71** Lu^{3+}0,85

** Actinides : **90** Th 1,80 Th^{4+}1,02 **91** Pa^{3+}1,13 Pa^{4+}0,98 Pa^{5+}0,89 **92** U 1,38 U^{4+}0,97 U^{6+}0,80 **93** Np^{3+}1,10 Np^{4+}0,95 Np^{6+}0,71 **94** Pu^{3+}1,08 Pu^{4+}0,93 **95** Am^{3+}1,07 Am^{4+}0,92

I.G.D.A.

▲ ***Tableau n° 1 : système périodique des éléments (rayons des ions + selon Ahrens, 1952 ; rayons des ions — selon Goldschmidt, 1926).***

▼ ***Tableau n° 2 : classification géochimique des éléments selon Vernadsky.***

se concentrent dans l'un ou l'autre type de roches de la croûte terrestre (lithosphère) ; d'autres se trouvent concentrés dans l'atmosphère (N, Ar, Rn, He) ; d'autres, comme le carbone et l'azote, participent aux processus biologiques de la biosphère ; enfin, certains d'entre eux se concentrent particulièrement dans les eaux (hydrosphère). Le concept fondamental dégagé de ces observations fut la notion de *comportement géochimique* des éléments : celui-ci est l'aptitude naturelle d'un élément à se concentrer dans certains minéraux ou roches déterminés, ce qui correspond à des conditions de minéralisation et de pétrogenèse bien définies.

Le Russe Vernadsky (1917) proposa une classification géochimique permettant d'ordonner la diversité des tendances de chaque élément (voir tableau 2). Cette classification avait le mérite de constituer un premier regroupement, mais elle ne fut pas retenue car elle avait l'inconvénient d'être fondée sur des critères divers. En effet, dans les deux premiers groupes, les éléments étaient classés sur le critère de l'inertie chimique, c'est-à-dire l'inaptitude à former des composés. Dans les 3e et 4e groupes étaient inclus respectivement les éléments « cycliques » qui ont tendance à former des minéraux propres et ceux qui sont dispersés dans des minéraux d'autres éléments. Les autres éléments se trouvaient dans les 5e et 6e groupes, fondés sur deux critères : une propriété physique, la *radio-activité*, pour le 5e groupe, et une propriété chimique, la *valence*, pour le 6e qui comprenait les éléments des terres rares.

Un tel système de classification est peu commode : par exemple, le radon, en tant que gaz noble, peut se situer dans le premier groupe ; à cause de sa radio-activité, il peut appartenir au 5e groupe ; enfin, par son impossibilité à former des minéraux particuliers, il peut être placé dans le 4e groupe.

Goldschmidt (1928) proposa ensuite une classification uniforme, fondée sur l'affinité des éléments pour les différents matériaux qui constituent notre globe. En se fondant sur ce principe, il appela *sidérophiles* les éléments ayant des affinités avec le fer, *chalcophiles* ceux qui ont des affinités avec les sulfures, *lithophiles* les éléments qui sont associés aux silicates et enfin *atmophiles* ceux qui se trouvent dans l'atmosphère.

TABLEAU 2 : CLASSIFICATION GÉOCHIMIQUE DES ÉLÉMENTS SELON VERNADSKY (1917)

1	Gaz nobles	He, Ne, A, Kr, Xe
2	Métaux « nobles »	Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt
3	Éléments cycliques	H, Be ?, B, C, N, O, F, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ge ?, As, Se, Sr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Ba, W, Au ?, Hg, Tl, Pb, Bi
4	Éléments dispersés	Li, Sc, Ga, Br, Rb, Y, In, I, Cs
5	Éléments radio-actifs	Po, Np, Ra, Ac, Th, Pa, U
6	Éléments des terres rares	La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu

Les météorites et les premiers modèles de la planète

La composition de notre planète et, surtout, l'état dans lequel se trouve la matière en dessous de la croûte terrestre sont encore très peu connus. L'homme a exploré

l'espace sur quelques centaines de milliers de kilomètres, il a analysé la surface de la lune; mais il a analysé des échantillons de la terre jusqu'à 7 km de profondeur seulement. En connaissant la structure des premières couches géologiques grâce aux données de la géophysique, on peut faire une extrapolation des caractères minéralogiques et pétrographiques des roches superficielles jusqu'à 30 à 40 km de profondeur. Ainsi, l'on peut dire, en optimisant, que l'on connaît la composition de 5 % de la terre par l'observation directe. Les 95 % restant sont un mystère absolu : la géophysique n'a pas fourni de critères permettant de construire des modèles de structure et de composition internes de la terre qui soient en accord avec les données physiques, géophysiques et astronomiques connues.

Les travaux fondamentaux portent sur :

— la mesure de l'accélération de la pesanteur à la surface et de la constante de gravitation permettant de déterminer la densité de la terre;

— le mode de propagation des ondes séismiques à l'intérieur de la terre, qui indique la présence de discontinuités internes ou de changements de propriétés des matériaux traversés;

— la vitesse de propagation des ondes, qui donne des informations sur les modules d'élasticité des matériaux traversés;

— le flux thermique qui s'échappe de la terre et qui rend compte, en partie, de l'abondance et de la distribution des éléments radio-actifs.

Les mesures astronomiques sont particulièrement importantes :

— la constante de précession des équinoxes, à partir de laquelle on peut calculer le moment d'inertie de la terre; ce moment donne de précieuses indications sur la répartition de la densité à l'intérieur de la terre;

— la composition chimique et minéralogique des différents types de météorites qui sont tombées sur la terre; Goldschmidt avait observé que les météorites rencontrées sur la terre pouvaient être divisées en trois groupes : les sidérites, les sidérolithes, et les aérolithes.

— Les *sidérites* sont constituées par un alliage de fer et de nickel; elles représentent une portion relativement modeste des météorites d'origine sûre, c'est-à-dire que l'on a vues tomber.

— Les *sidérolithes* sont constituées, en parts égales, par un amas de fer-nickel et de silicates du type olivine.

— Enfin, les *aérolithes,* ou météorites pierreuses, sont composées presque exclusivement de silicates; parmi celles-ci, le type le plus fréquent est représenté par les *chondrites,* composées de sphérules (chondres) d'olivine et de pyroxènes.

Les géochimistes ont émis l'hypothèse que les météorites représenteraient un fragment d'une planète solaire du début de l'évolution du système planétaire. Goldschmidt (1922) a utilisé cette hypothèse et les données sur les chondrites pour élaborer un modèle de la composition interne de la terre. Ce modèle prévoyait : un noyau, appelé *sidérosphère,* composé, par analogie aux météorites métalliques, de fer et de nickel; une enveloppe entourant ce noyau, composée de sulfures dans sa partie la plus interne et de matériel semblable aux éclogites dans sa partie externe (analogue donc aux météorites lithoïdes pierreuses); enfin, une enveloppe externe superficielle composée de silicates communs, appelée *croûte,* ou *lithosphère.*

La classification géochimique moderne des éléments

A partir des analyses minéralogiques et chimiques des météorites, on a pu constater que les éléments majeurs, les éléments mineurs et même les éléments traces présentaient des affinités particulières pour l'une des trois phases minéralogiques des météorites. Goldschmidt imagina que ce phénomène pouvait se vérifier pour la distribution des éléments sur la terre, et élabora ainsi, en 1923, sa classification (tableau 3). Il sépara les éléments en quatre groupes : sidérophiles, chalcophiles, lithophiles et atmophiles. Naturellement, suivant les conditions physico-chimiques du milieu, certains éléments peuvent se placer dans l'un ou l'autre groupe. C'est le cas du chrome, qui est fortement lithophile en milieu oxydant et qui, en milieu réducteur, se comporte comme un élément chalcophile. Le comportement minéralogique d'un élément

TAB. 3 - CLASSIFICATION GÉOCHIMIQUE DES ÉLÉMENTS EN RELATION AVEC LE SYSTÈME PÉRIODIQUE

H																	He
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	A
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo		Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	La Lu	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi			
			Th		U												

éléments lithophiles
éléments atmophiles
éléments chalcophiles
éléments sidérophiles

I.G.D.A.

TAB. 4 - COMPOSITION MOYENNE DES CHONDRITES CARBONÉES DE TYPE I (Orgueil et Ivuna)

ÉLÉMENTS MAJEURS (% en poids)		ÉLÉMENTS TRACES (rapportés à Si = 10^6)			
H_2O	19,29	F	2200	La	0,36
C	3,97	Na	$6{,}40 \times 10^4$	Ce	1,17
Matière organique	5,53	P	$1{,}27 \times 10^4$	Pr	0,17
Na_2O	0,74	S	$5{,}05 \times 10^5$	Nd	0,77
MgO	15,96	Cl	2200	Sm	0,23
Al_2O_3	1,64	K	3540	Eu	0,091
SiO_2	22,63	Sc	33	Gd	0,55
P_2O_5	0,35	Ti	2300	Tb	0,037
K_2O	0,07	Cr	$1{,}24 \times 10^4$	Dy	0,36
CaO	1,56	Co	2300	Ho	0,09
TiO_2	0,07	Zn	930	Er	0,22
Cr_2O_3	0,34	Ge	135	Tm	0,035
MnO	0,22	Rb	7,1	Yb	0,21
FeO	10,42	Sr	58,4	Lu	0,035
FeS	16,73	Y	4,6	Hg	11,5
CoO	0,06	Cd	2,37	Tl	0,18
NiO	1,29	Cs	0,37	Pb	1,6
		Ba	4,7	Bi	0,17
				Th	0,076
				U	0,028

I.G.D.A.

◄▲ ***Ci-dessus, tableau n° 3 : classification géochimique des éléments en relation avec le système périodique d'après Goldschmidt. Ci-contre, tableau n° 4 : composition moyenne des chondrites carbonées de type 1 (Orgueil et Ivuna).***

ne doit donc pas être confondu avec son comportement géochimique. C'est, par exemple, le cas du thallium, dont les minéraux les plus fréquents sont des sulfures mixtes, mais qui se trouve également en substitution du potassium dans les minéraux potassiques.

Au total, le comportement géochimique des éléments est fortement influencé par la structure électronique des atomes, comme on peut le voir sur le tableau n° 3 montrant le caractère des éléments en fonction de leur position dans le tableau périodique. Le volume d'un atome est, par conséquent, un facteur important du caractère géochimique des éléments.

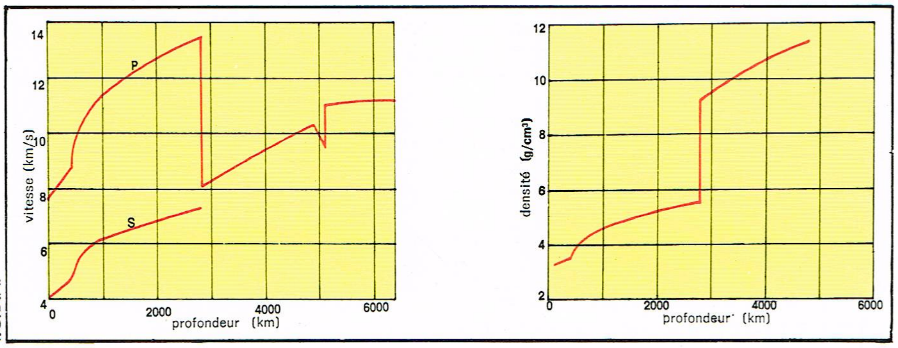
La genèse de la terre

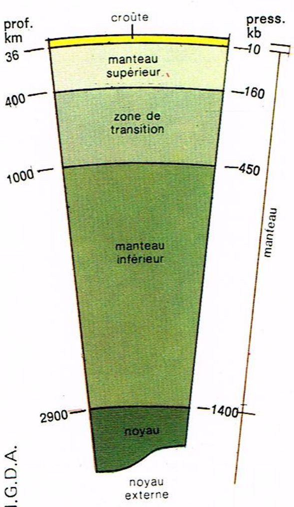
Notre planète s'est très probablement formée dans la nébuleuse solaire, par aggradation à partir d'une nébuleuse primitive froide constituée de glace et de gaz. La composition chimique de cette nébuleuse primitive a été estimée d'après les concentrations des éléments dans le soleil et dans les météorites chondritiques carbonées de type 1. En effet, ces météorites sont très oxydées et riches en gaz, ce qui correspond à ce que l'on pourrait attendre de la composition de la nébuleuse primitive. Cette hypothèse génétique de notre planète est soutenue par trois considérations :

— les concentrations des éléments dans l'atmosphère solaire actuelle, qui sont le reflet assez direct de la composition de la nébuleuse solaire primitive;

— l'origine primitive, suggérée par Urey (1953), des météorites chondritiques carbonées qui avaient, pour ainsi dire, conservé les concentrations primordiales des éléments;

— la composition de ces chondrites, qui est en parfait accord avec les concentrations théoriques primordiales des éléments dans le soleil, estimées par la théorie





▲ *En haut, à gauche : diagramme des vitesses des ondes P et S à l'intérieur de la terre (abscisse : profondeur [km] ; ordonnée : vitesse [km/s]). A droite : diagramme de la variation de la densité à l'intérieur de la terre (abscisse : profondeur [km] ; ordonnée : densité [g/cm³]). En bas, représentation schématique de la structure interne de la terre (noyau, manteau, croûte).*

de la nucléosynthèse. Cette théorie suppose que tous les éléments de numéro atomique supérieur à 1 peuvent dériver, par réaction thermonucléaire, de l'atome d'hydrogène (proton). D'autres éléments et isotopes (deutérium, ^2H, hélions, ^3He et ^4He) peuvent prendre naissance à partir de l'interaction de protons (combustion de l'hydrogène). Par interaction de particules α à température élevée (combustion de l'hélium) et d'autres réactions toujours plus complexes, il est possible de former les autres éléments à partir de l'hydrogène « générateur ».

La question se pose de savoir comment la composition actuelle de la terre dérive de celle de la nébuleuse primitive. Il est très probable que la fugacité sélective des substances a dû jouer un rôle important dans la perte des gaz (méthane, eau, ammoniac, etc.). A haute température, le matériel primitif a dû être soumis à des conditions très réductrices, ce qui a provoqué le passage de Fe, Ni et Si de l'état oxydé à l'état métallique et la perte des substances volatiles.

La structure interne et la composition de la terre

Les mesures géophysiques

Les séismes donnent naissance à des ondes de différents types, qui, en se propageant dans le sous-sol, subissent des déviations et des ralentissements quand elles passent d'une zone à l'autre, zones différenciées par l'état d'agrégation et la composition du matériel. Il y a trois types d'ondes, dont deux sont plus importants : les *ondes P (primaires)*, qui sont les plus rapides et se transmettent comme des vibrations dans la direction de propagation (comme les ondes sonores) ; les *ondes S (secondaires)*, qui sont les plus lentes et se transmettent comme des vibrations transversales par rapport à la direction de propagation (comme les ondes lumineuses).

Chaque fois que les ondes P et S traversent des couches de matériaux de densités différentes, leurs vitesses de propagation varient. La figure ci-dessus donne une idée de la façon selon laquelle les brusques changements de vitesse séismique signalent la présence de discontinuités. Ainsi, à une profondeur de 35-40 km à partir de la surface de la terre, il existe une première discontinuité, appelée de Mohorovicic, puis une seconde plus marquée, dite de Gutenberg, se situant à 2 900 km de profondeur ; enfin, on en remarque une troisième située à 5 100 km de profondeur.

Ces données séismiques, complétées par d'autres données gravimétriques et astronomiques, permettent de construire le graphique de la variation de la densité à l'intérieur de la terre ; les résultats sont concordants avec ceux du premier graphique. Grâce à ces données, la terre peut grossièrement être divisée en zones concentriques : atmosphère, hydrosphère, lithosphère, ou croûte, manteau et noyau.

Le noyau

Les travaux de plusieurs auteurs attribuent au noyau une masse représentant environ 31 % à 32 % de celle de la terre, le reste étant distribué entre le manteau et la croûte. Généralement, par analogie avec la composition des météorites de type sidérite, on pense que le noyau est formé d'un alliage de fer et de nickel. Il y a une vingtaine d'années, Ramsey a émis l'hypothèse que la discontinuité entre le noyau et le manteau représenterait seulement le passage d'un état physique de la matière à un autre, sans changement de composition chimique. Il n'existerait entre les deux couches qu'une transition de faciès isochimique, provoquée par les très fortes pressions qui s'exercent sur les minéraux constituant le manteau, c'est-à-dire l'olivine et les pyroxènes.

Des expériences de laboratoire effectuées après 1960 ont montré qu'il était extrêmement improbable que le matériel du manteau, constitué essentiellement de Mg, Si et O, fût modifié à très hautes pressions au point de justifier une densité et une vitesse séismique égales à celles enregistrées pour le noyau. En effet, de telles transformations entraînent une augmentation de la densité de 20 % à peine et le type de liaison entre les éléments doit être covalent ; or, il est très probable que les liaisons ont un caractère ionique. En l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible d'expliquer une augmentation de la densité de 65 % sans changement de la composition chimique : l'hypothèse de Ramsey paraît donc devoir être écartée.

Que se passerait-il si la composition de la terre dérivait de la composition de la nébuleuse primitive ou de celle d'une chondrite de type primitif ?

Dans le tableau 6, la colonne 1 représente la composition chimique primitive oxydée (chondrite). A partir de ces résultats on a réparti dans la colonne 2 les éléments constitutifs en deux lots : ceux supposés former le manteau en haut, et ceux formant le noyau en bas. La quantité de nickel et une quantité proportionnelle de fer ont été diminuées de manière que le rapport FeO/FeO + MgO, observé dans les météorites pierreuses, soit respecté. Ainsi le rapport des analyses respectives manteau-noyau est de 73,5/26,5. Pour obtenir le rapport réel de masse de 69/31 (colonne 3) il faut retrancher d'autres éléments de la partie supérieure du tableau et les ajouter à la partie inférieure. En l'occurrence, il paraît nécessaire de transférer une quantité suffisante de silicium car, après le fer et le nickel, c'est l'élément le plus facilement réductible à l'état métallique. Il faut admettre que le noyau contient

TABLEAU 5 : VOLUME ET MASSE DES ZONES CONCENTRIQUES DE LA TERRE

	Épaisseur (km)	Volume (× 10^{27} cm^3)	Densité moyenne (g/cm^3)	Masse (× 10^{27} g)	Masse %
Atmosphère	—	—	—	0,000005	0,00009
Hydrosphère	3,80 •	0,00137	1,03	0,00141	0,024
Croûte	17 •	0,008	2,8	0,024	0,4
Manteau	2 883	0,899	4,5	4,016	67,2
Noyau	3 471	0,175	11,0	1,936	32,4
Terre totale	6 371	1,083	5,52	5,976	100,0

• = valeur moyenne.

TAB. 6 - ESTIMATION DE LA COMPOSITION DE LA TERRE A PARTIR DE CELLE DES CHONDRITES CARBONÉES DE TYPE I

	1	2	3	4
SiO_2	33,32	35,85	29,84	43,25
MgO	23,50	25,19	26,29	38,10
FeO	35,47	6,14	6,38	9,25
Al_2O_3	2,41	2,59	2,69	3,90
CaO	2,30	2,47	2,57	3,72
Na_2O	1,10	1,18	1,23	1,78
NiO	1,90	—	—	—
	100,00	73,52	69,00	100,00
Fe		24,88	25,87	
Ni		1,60	1,66	
Si		—	3,47	
		26,48	31,00	

I.G.D.A.

11 % (en poids) de silicium métallique en plus du fer et du nickel. Mais pourquoi ne s'agirait-il pas du magnésium ou du soufre au lieu du silicium ? D'une part, l'oxyde de Mg est plus difficilement réductible que celui de Si, à pression et température égales. D'autre part, étant donné la densité du noyau, il faudrait 15 % en poids de soufre, ce qui supposerait que pratiquement tout le soufre disponible du matériel primitif a été capturé par la terre : compte tenu de la très grande fugacité du soufre, cette hypothèse est peu vraisemblable. Le silicium, capable de former des solutions solides avec le fer et trouvé à l'état métallique dans les chondrites, doit être considéré comme formant très probablement le troisième composant du noyau.

Le manteau

La *discontinuité de Mohorovicic,* plus simplement appelée *Moho,* sépare la croûte terrestre hétérogène du manteau, lequel apparaît beaucoup plus homogène. Les vitesses des ondes séismiques permettent de distinguer trois zones dans le manteau : un manteau inférieur, épais de 1 900 km, une zone intermédiaire de transition, épaisse de 600 km, et un manteau supérieur, d'une épaisseur de 350 à 400 km, appelé *upper-mantle* par les Anglo-Saxons.

Le manteau inférieur est mal connu. On suppose que la variation des propriétés séismiques dans la zone de transition est due à une modification de l'état solide de l'olivine. Cette modification, à très fortes pressions, entraînerait une augmentation de la densité de l'ordre de 9 %, proportion qui est insuffisante pour expliquer l'augmentation réelle de 20 % observée entre manteau inférieur et supérieur.

La composition minéralogique probable du manteau supérieur serait la suivante : olivine, pyroxènes, grenats et parfois amphiboles. Parmi les roches de la surface terrestre, deux types correspondent à cette composition minéralogique : les *péridotites,* roches très ferromagnésiennes composées d'olivine et de pyroxènes, et les *éclogites,* roches ferro-magnésiennes (chimiquement équivalentes aux basaltes) mais composées de pyroxènes et de grenats.

En fait, ces roches correspondent à deux phénomènes bien différents : les péridotites sont des roches intrusives formées à haute température; les éclogites proviennent, pour ainsi dire, de la transformation métamorphique de basaltes sous de hautes pressions.

Ces observations suggèrent deux hypothèses sur la nature du manteau supérieur :

— le manteau supérieur aurait une composition extrêmement ferro-magnésienne (ultramafique ou ultrabasique), analogue à celle d'une péridotite. Le Moho représenterait donc un changement chimique par rapport au basalte qui constitue la base de la croûte ;

— le manteau supérieur serait une éclogite, c'est-à-dire seulement mafique (basique), et le Moho ne représenterait qu'une transformation physique sans changement de composition chimique ; on aurait une transition de faciès isochimique basalte — éclogite.

Si la discontinuité de Mohorovicic représente seulement un changement de phase (seconde hypothèse), les perturbations thermiques qui se produisent sous la croûte pourraient causer les transformations réciproques éclogite — basalte, transformations qui produiraient les bombements et effondrements de la croûte ; de plus, les éclogites donneraient naissance au magma basaltique, ce qui expliquerait l'origine de certains volcans comme ceux d'Hawaï, sans doute alimentés par un magma primaire. Cependant, si cette hypothèse est exacte, le flux thermique devrait être plus élevé aux endroits où la croûte est plus mince (sous les océans) ; or, il est relativement constant. Ringwood et Green ont déterminé expérimentalement les domaines de pression dans lesquels basalte et éclogite sont respectivement stables. Ils en ont déduit qu'il faut une épaisseur d'au moins 20 km pour que la transformation puisse se réaliser, ce qui semble trop important pour expliquer la coupure aussi nette que constitue le Moho. D'autre part, la densité des éclogites (3,55 g/cm^3) est supérieure à celle que l'on observe pour le manteau (3,3 à 3,4 g/cm^3), alors que les roches ultramafiques de type péridotite ou dunite ont une densité qui correspond à ces dernières valeurs. De plus, par rapport aux roches ultrabasiques, les éclogites sont des roches extrêmement rares à la surface de la terre.

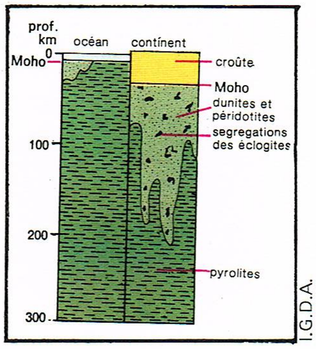
Au contraire, la répartition géographique des péridotites est un argument en faveur de la première hypothèse. Les péridotites de type alpin sont intrusives en bordure des nappes. Généralement, les péridotites sont intrusives au niveau des axes correspondant au maximum de déformations des couches, ou au voisinage des grandes failles qui s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres. De telles structures ont un développement en profondeur proportionnel à celui de la surface et rejoignent donc le manteau, qui se situe environ à 40 km de profondeur.

Outre qu'elles ont une densité et une vitesse séismique égales à celles mesurées pour le manteau supérieur, les péridotites se trouvent fréquemment sous forme d'enclaves dans les laves basaltiques et dans les pipes de kimberlite diamantifères d'Afrique du Sud. Beaucoup de phénomènes géologiques s'expliquent donc si l'on considère que le manteau est constitué de matériel semblable aux péridotites alpines. Cette hypothèse pose toutefois un problème géochimique : les péridotites alpines sont typiquement pauvres en calcium, sodium et aluminium, et il est difficile de comprendre comment elles peuvent donner naissance à un magma basaltique calco-alcalin. Rubey a suggéré que le manteau supérieur avait perdu ces éléments par fusion partielle et dégazages successifs. On peut alors imaginer de reconstituer la péridotite primitive non appauvrie en supposant des concentrations en Ca, Na et Al du même ordre de grandeur que dans les chondrites. Ce matériel primitif hypothétique, appelé *pyrolite,* se distingue des péridotites courantes par ses éléments mineurs et traces. Dans le milieu naturel, on rencontre très rarement des exemples d'une telle roche, qui se trouve sous forme d'enclaves particulières de péridotites dans des pipes diamantifères ou dans des basaltes. Toutefois, l'absence de pyrolites à la surface de la terre fait douter de leur existence dans le manteau. Selon Ringwood (1964) et Bullard (1962), la pyrolite primitive devrait se rencontrer dans le manteau en correspondance avec les fonds océaniques et non avec les continents. Par fusion, la pyrolite se fractionnerait en deux parties : le basalte, qui constitue le « coussin » de base de la croûte, et la péridotite résiduelle, semblable aux péridotites alpines, qui reste sur place pour constituer la partie supérieure du manteau. La composition de la pyrolite serait équivalente à un mélange de trois parties de péridotite alpine et d'une part de lave basaltique hawaïenne : le tableau 7 montre comment la composition d'un tel mélange coïncide avec celle du manteau dérivée de la composition des météorites carbonées de type I.

La croûte terrestre, ou lithosphère

La discontinuité de Mohorovicic, qui sépare la croûte terrestre du manteau, est une surface très irrégulière. Le géophysicien Pakiser a reconstitué la morphologie de cette surface de discontinuité sous les États-Unis.

La croûte terrestre, qui représente à peine 1 % de la masse totale de notre planète, constitue en fait les 99 % de notre observation directe. Elle repose sur le manteau



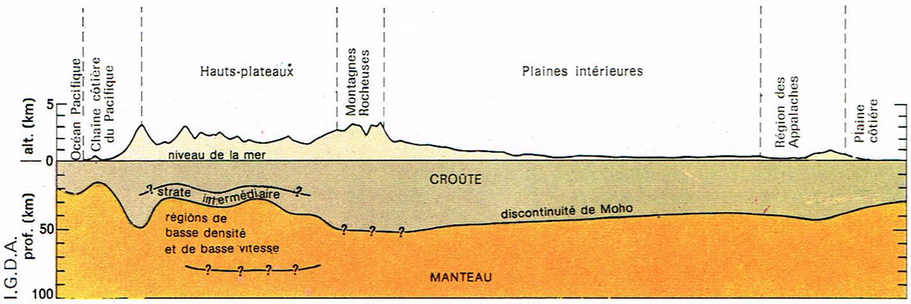
▲ ***Modèle de la zonation chimique du manteau supérieur selon Ringwood.***

◀ ***Page ci-contre, en bas à gauche, tableau n° 5 : volume et masse des zones concentriques de la terre. A droite, tableau n° 6 : estimation de la composition de la terre à partir de celle des chondrites carbonées de type 1.***

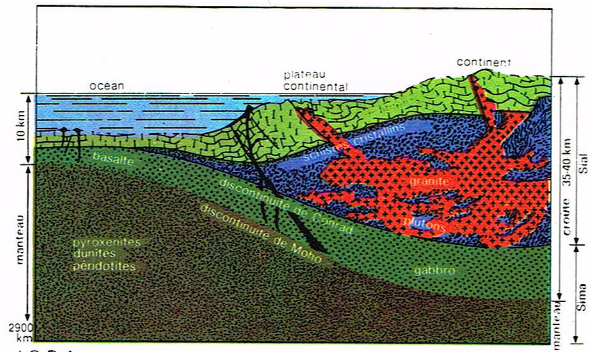
▼ ***Tableau n° 7 : estimation de la composition des pyrolites.***

TABLEAU 7 : ESTIMATION DE LA COMPOSITION DES PYROLITES

	Péridotite alpine	Lave basaltique hawaïenne, toléiite à olivine	Pyrolite péridotite 3 basalte 1	Composition du manteau dérivée de celle des chondrites (tableau 6)
SiO_2	43,98	48,72	45,16	43,25
Al_2O_3	0,25	13,40	3,54	3,90
Fe_2O_3	0,04	1,70	0,46	} 9,25
FeO	7,42	9,88	8,04	
TiO_2	0,03	2,77	0,71	
Cr_2O_3	0,57	—	0,43	
CaO	0,33	11,30	3,08	3,72
MgO	46,96	8,98	37,47	38,10
Na_2O	0,01	2,23	0,57	1,78
K_2O	—	0,58	0,13	
MnO	0,14	0,18	0,14	
CoO	0,01	—	0,01	
NiO	0,26	—	0,20	
P_2O_5	—	0,24	0,06	



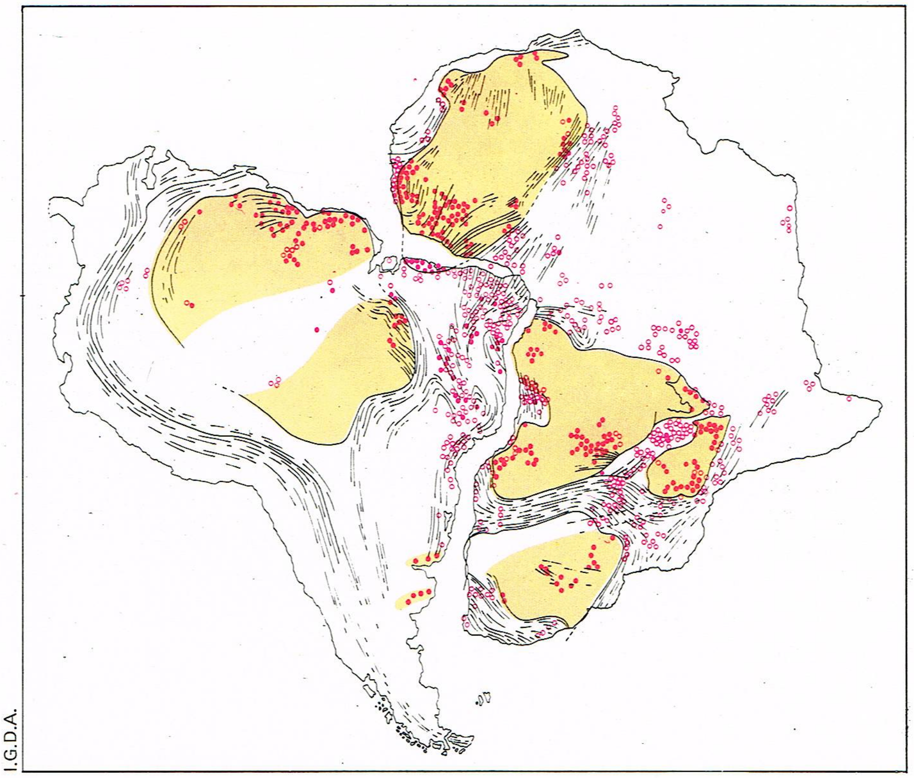
▲▶ *Ci-dessus, représentation schématique du profil de la croûte et du manteau supérieur à travers les États-Unis, d'après les données de la réfraction séismique (Pakiser). Ci-contre, rapports entre la croûte et le manteau à partir des données moyennes calculées pour la côte occidentale des États-Unis (Bullard, 1961, et Borchert, 1962).*



par l'intermédiaire d'un « coussin » de basalte primaire qui aurait pour limite inférieure le Moho et pour limite supérieure une autre discontinuité de second ordre, dite *discontinuité de Conrad*. Sous les océans, cette discontinuité met en contact direct le basalte primaire et la croûte de sédiments des fonds océaniques, dont l'épaisseur varie de quelques centaines à quelques milliers de mètres. Sous les continents, la discontinuité de Conrad s'enfonce jusqu'à 30 km de profondeur sous l'action des masses sialiques continentales.

Un projet international (projet Mohole) a pour programme de forer sous les océans à travers les sédiments et le basalte pour finalement atteindre le manteau. Les difficultés techniques inhérentes à un tel projet (problèmes de la résistance des tubes de forage et de la stabilité des installations) sont évidentes et, à la suite d'une première expédition, il est actuellement reporté. Il est remplacé par d'autres projets, dont l'un prévoit d'atteindre le manteau en forant la croûte au niveau de la zone orogénique des Alpes près d'Ivrée (Piémont), où la croûte est amincie par une intumescence du manteau.

▼ *Représentation cartographique montrant comment l'Afrique et l'Amérique du Sud étaient probablement réunies il y a environ 200 millions d'années. Les zones de couleur représentent les vieux blocs continentaux ou « cratons » qui ont au moins 2 000 millions d'années. Les zones blanches sont les zones actives plus récentes. Les cercles pleins représentent les roches ayant un âge d'au moins 2 000 millions d'années. Les cercles vides celles qui sont plus jeunes.*



La genèse et la dynamique de la croûte primitive

Genèse

Les processus physico-chimiques qui sont à l'origine de la croûte terrestre sont encore très mal connus. Deux hypothèses peuvent être avancées :

— la croûte sialique s'est formée tardivement, par évolution géologique d'une croûte de basalte primitif ;

— elle provient directement de matériaux légers fondus, qui, à cause de leur plus faible densité, se seraient séparés en flottant au-dessus du basalte au cours de l'abaissement de la température.

Si la croûte sialique provenait de l'évolution d'une croûte basaltique uniforme (première hypothèse), il ne devrait y avoir aucune différence entre les continents et les bassins océaniques. La contraction de cette croûte au cours du refroidissement aurait provoqué des fractures qui ont permis l'extrusion de la lave et la sortie des gaz ainsi que des solutions acides résiduelles.

Selon la seconde hypothèse, une « île » formée de matériaux sialiques légers aurait constitué le *protocontinent*. Celui-ci, après plusieurs fusions successives, aurait définitivement cristallisé en une masse essentiellement quartzo-feldspathique, qui se serait scindée. Les preuves géologiques qui permettent de retenir cette seconde hypothèse sont les suivantes :

— les fonds océaniques sont constitués de basalte recouvert uniquement par une mince couche de sédiments marins ;

— les bordures des deux continents euro-africain et américain de part et d'autre de l'océan Atlantique ont des morphologies complémentaires, et il est surprenant de voir l'adaptation mutuelle de ces deux continents si on les rapproche l'un de l'autre. C'est à ce niveau que résiderait une des principales fractures subies par le protocontinent au Tertiaire ;

— la théorie de la dérive des continents, formulée par Wegener, a trouvé une nouvelle confirmation dans les mesures du magnétisme fossile (paléomagnétisme), qui montrent que les pôles magnétiques de la terre ont varié au cours des temps géologiques. D'autre part, la reconstitution des courants de convection qui existent dans le manteau supérieur et le coussin basaltique montre que la fracture entre les aires continentales a eu lieu et est encore active. Depuis, cette dérive a été confirmée ; elle est, à l'heure actuelle, estimée à environ 2 cm par an.

Dynamique

La croûte terrestre a été et est toujours soumise à une dynamique de transformation ainsi qu'à une redistribution des masses. Les chaînes de montagnes continentales sont le siège d'une érosion intense et sont arasées par l'eau et le vent. Le matériel transporté (graviers, sables, argiles) vient se déposer principalement dans la mer, où il sédimente lentement et s'accumule sur la plate-forme continentale. En conséquence, les blocs sialiques continentaux, diminuant de masse et de poids, s'enfoncent moins profondément dans le manteau, alors que, dans les zones de sédimentation intense, c'est le phénomène inverse qui se produit.

A chaque époque, d'importantes quantités de laves se sont épanchées dans la croûte terrestre ; ces laves, initialement de type basalte, peuvent se différencier en laves de plus en plus acides jusqu'à atteindre une composition rhyolitique (équivalent effusif du granite). D'autres masses de magma ne peuvent atteindre la surface et cristallisent à des profondeurs variables, donnant ainsi naissance à des corps magmatiques intrusifs, appelés *plutons*. Enfin, les autres roches, qu'elles soient sédimentaires, métamorphiques ou éruptives, sont recouvertes par de nouveaux dépôts sous lesquels elles peuvent être enfouies jusqu'à des profondeurs de quelques dizaines de kilomètres. Les minéraux primaires se trouvent alors placés dans des conditions de pression et de température très différentes et vont se transformer.

Géochimie de la lithosphère

D'après Clarke et Washington (1924), les premiers seize kilomètres de la croûte sont constitués par 95 % de roches éruptives (roches magmatiques ou ignées), 4 % de schistes (roches métamorphiques), 0,75 % de grès

et 0,25 % de calcaires et calcaires dolomitiques (roches sédimentaires). En se basant sur 5 159 analyses très précises de roches de provenances diverses, ces auteurs ont trouvé que les valeurs moyennes obtenues dans diverses régions étaient concordantes et que la composition chimique moyenne était voisine de celle des roches éruptives. Ils pensèrent donc que l'on pouvait prendre comme composition moyenne de la croûte celle des roches éruptives. Les valeurs qu'ils ont établies sont les suivantes :

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO
60,18	15,61	3,14	3,88	3,56
CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5
5,17	3,91	3,19	1,06	0,22

Les principales objections qui ont été faites à la proposition de ces deux auteurs concernent les critères de choix des analyses :

— la distribution géographique des échantillons analysés n'est pas homogène; il y a prédominance d'échantillons continentaux d'Amérique du Nord et d'Europe;

— l'échantillonnage n'est pas statistiquement proportionnel à l'abondance des différents types de roches;

— dans le calcul de la moyenne, il n'est pas tenu compte de l'importance qui aurait dû être attribuée aux analyses des roches les plus répandues dans la croûte.

Clarke a répondu à la première objection en démontrant que la composition de chaque continent était sensiblement identique. Les valeurs reportées ci-dessus peuvent être considérées comme représentatives de la composition moyenne des aires continentales.

La seconde objection tend à enlever une certaine valeur aux moyennes continentales car, généralement, les analyses publiées se réfèrent à des types de roches particulières, dignes d'être signalées. Toutefois, Clarke et Washington affirment avoir éliminé les valeurs qui se réfèrent à des roches inhabituelles.

Quant à la troisième objection, ils répondent qu'il n'est pas toujours exact que l'extension superficielle d'une roche soit représentative de son volume réel, c'est-à-dire de son développement en profondeur.

Les données de Goldschmidt, portant sur 77 échantillons d'un limon glaciaire de Norvège méridionale, sont :

SiO_2	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	MgO	CaO
59,12	15,82	6,99	3,30	3,07
Na_2O	K_2O	H_2O	TiO_2	P_2O_5
2,05	3,93	3,02	0,79	0,22

Elles sont en bon accord avec les précédents résultats, surtout si l'on tient compte qu'une partie du sodium et du calcium contenus dans le limon glaciaire passe en solution dans l'eau de fusion de la glace. En se basant sur les deux dernières objections à l'hypothèse de Clarke et Washington, Poldervaart (1955) propose une autre composition moyenne basée sur des groupes d'analyses obtenus à partir des principales divisions géologiques de la terre : les fonds océaniques, les boucliers continentaux, les zones orogéniques jeunes, les plates-formes et les talus continentaux. Un tel regroupement prend en considération le poids statistique relatif des différents types de roches et donne les pourcentages suivants (H_2O déduite) :

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	
55,2	15,3	2,8	5,8	0,2	
MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5
5,2	8,8	2,9	1,9	1,6	0,3

Cette moyenne est certainement celle qui représente le mieux la composition de la croûte avec des teneurs inférieures en SiO_2 et supérieures en Fe, Mg, Ca puisque l'on attribue plus d'importance aux fonds océaniques constitués de basalte.

TABLEAU 8 : ABONDANCE DES ÉLÉMENTS MAJEURS DANS LA CROÛTE TERRESTRE				
Éléments	Poids %	Atomes %	Rayons Å	Volumes %
O	46,60	62,55	1,40	93,77
Si	27,72	21,22	0,42	0,86
Al	8,13	6,47	0,51	0,47
Fe	5,00	1,92	0,74	0,43
Mg	2,09	1,84	0,66	0,29
Ca	3,63	1,94	0,99	1,03
Na	2,83	2,64	0,97	1,32
K	2,59	1,42	1,33	1,83

◀ ***Tableau nº 8 : abondance des éléments majeurs dans la croûte terrestre.***

Parmi tous les éléments, O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na et K constituent à eux seuls les 99 % de la croûte terrestre et sont appelés *éléments majeurs;* Ti, P et Mn sont des *composés mineurs;* enfin, les autres éléments sont des *éléments traces*. Selon Shaw, les limites de concentration qui définissent ces trois catégories sont :

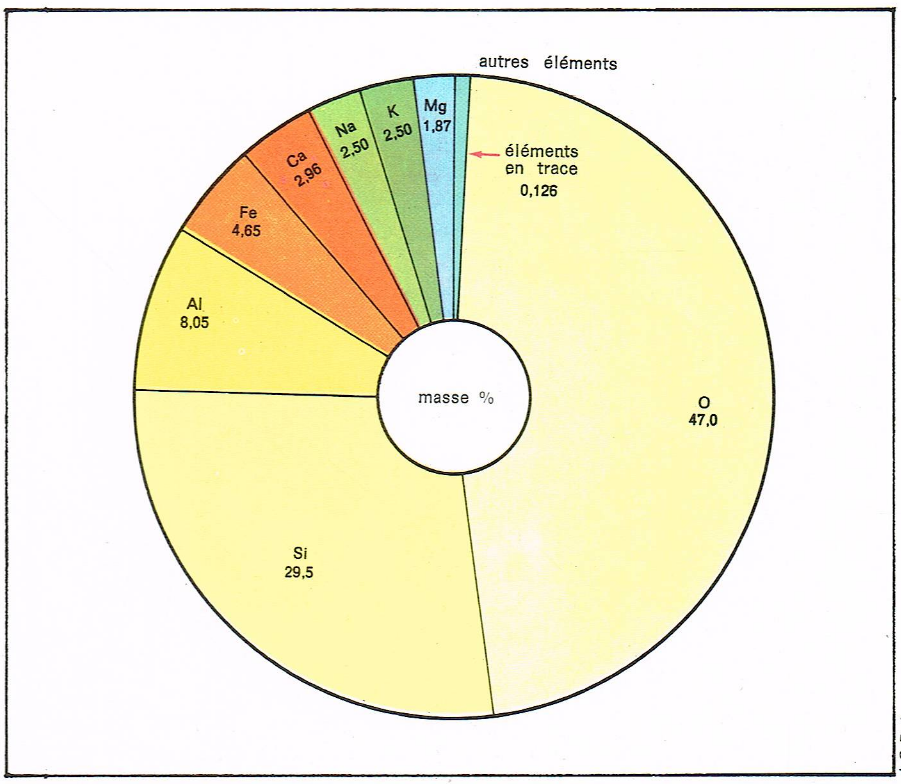
— éléments majeurs O, Si, Al > 1 %
— éléments mineurs P, Ti, Mn < 1 %; > 0,1 %
— éléments traces Zr, Rb, V, Ce < 0,1 % ou 1 000 ppm

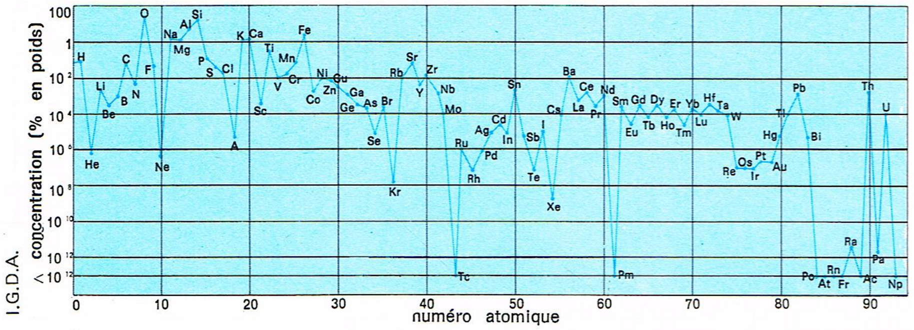
Le tableau 8 montre que pratiquement les 94 % en volume de la croûte terrestre sont constitués d'oxygène, les autres éléments n'en représentant que 6 %. Si l'on considère la concentration en poids, le rapport entre l'oxygène et les autres éléments majeurs est moins marqué (tableau 9).

Il est beaucoup plus difficile d'obtenir une valeur moyenne significative pour les éléments traces que pour les éléments majeurs et mineurs. Un des principaux obstacles tient au fait qu'il faut des instruments sensibles et précis, capables de doser des quantités de l'ordre de quelques grammes par tonne (partie par million = ppm). Au cours des trente dernières années, les progrès de techniques comme la spectrométrie de masse, la spectrométrie infrarouge, l'activation neutronique ou l'analyse colorimétrique ont permis de résoudre ces difficultés.

Pour obtenir le chiffre moyen du tableau 9 relatif aux éléments mineurs et en traces, il faut procéder en suivant les trois étapes énoncées ci-après.

▼ ***Proportions des éléments dans la croûte terrestre.***





▲ Concentrations des éléments de numéro atomique allant de 1 à 93. Les pics vers le haut représentent les éléments les plus courants (surtout de numéro atomique pair); les pics vers le bas sont les éléments plus rares.

— établir la moyenne des principales analyses de chaque roche;

— faire des analyses de mélange de roches de différents types en prenant chacune d'elles dans des quantités proportionnelles à celles de sa répartition dans la terre;

— estimer le pourcentage d'un élément en trace en se fondant sur celui de l'élément majeur avec lequel il est géochimiquement associé. Par exemple, le Rb se trouve concentré dans les minéraux potassiques; si l'on connaît le rapport Rb/K, on peut en déduire le pourcentage de Rb à partir de celui de K. A titre de comparaison, les analyses chimiques de deux roches types, un granite G1 et une diabase W1, sont reportées dans le tableau 9.

Si l'on examine la composition de la croûte, on constate immédiatement la rareté des éléments qui ont une importance économique. Ainsi, le cuivre est plus rare que le zirconium, et le mercure nettement plus rare qu'un élément quelconque de la famille des terres rares. Au contraire, certains éléments peu familiers sont relativement plus abondants : le rubidium et le zirconium sont plus abondants que le nickel, le vanadium que l'étain, le scandium plus que l'arsenic, et le hafnium (découvert en 1923) que l'iode. De plus, certains éléments assez abondants sont systématiquement dispersés ou substitués dans des minéraux d'autres éléments; par exemple, le rubidium se substitue au potassium dans l'orthose ou les micas, le germanium est substitué dans les minéraux du silicium, le gallium dans ceux de l'aluminium. Au contraire, d'autres éléments rares forment des minéraux propres : c'est le cas du zirconium dans les zircons, etc.

▼ Tableau n° 9 : abondance moyenne des éléments dans les roches crustales.

TABLEAU 9 : ABONDANCE MOYENNE DES ÉLÉMENTS DANS LES ROCHES CRUSTALES (EN g/TONNES OU PPM)

Numéro atomique	Éléments	Moyenne roches crustales	Granite (G - 1)	Diabase (W - 1)
1	H	1 400	400	600
3	Li	20	24	12
4	Be	2,8	3	0,8
5	B	10	2	17
6	C	200	200	100
7	N	20	8	14
8	O	466 000	485 000	449 000
9	F	625	700	250
11	Na	28 300	24 600	15 400
12	Mg	20 900	2 400	39 900
13	Al	81 300	74 300	78 600
14	Si	277 200	339 600	246 100
15	P	1 050	390	650
16	S	260	175	135
17	Cl	130	50	
19	K	25 900	45 100	5 300
20	Ca	36 300	9 900	78 300
21	Sc	22	3	34
22	Ti	4 400	1 500	6 400
23	V	135	16	240
24	Cr	100	22	120
25	Mn	950	230	1 320
26	Fe	50 000	13 700	77 600
27	Co	25	2,4	50
28	Ni	75	2	78
29	Cu	55	13	110
30	Zn	70	45	82
31	Ga	15	18	16
32	Ge	1,5	1,0	1,6
33	As	1,8	0,8	2,2
34	Se	0,05		
35	Br	2,5	0,5	0,5
37	Rb	90	220	22
38	Sr	375	250	180
39	Y	33	13	25
40	Zr	165	210	100
41	Nb	20	20	10
42	Mo	1,5	7	0,05
44	Ru	0,01		

Les lois de la distribution des éléments

Éléments majeurs

Quand un magma basique subit la cristallisation fractionnée au cours du refroidissement, il peut donner naissance à une séquence de roches dans lesquelles les teneurs en SiO_2 croissent au fur et à mesure de l'abaissement de température. Cependant, d'une façon générale, qu'il s'agisse de roches magmatiques ou de roches métamorphiques, celles qui se sont formées à température plus basse sont les plus acides (par exemple, il s'agit du granite pour les roches magmatiques et du gneiss pour les roches métamorphiques).

Bowen a reconstitué deux séries de réactions dans lesquelles les minéraux sont disposés dans l'ordre suivant lequel ils cristallisent (tableau 10). Cet ordre devrait être considéré comme le plus fréquemment suivi, encore qu'il ne soit pas rigoureux. Les lois qui gouvernent la distribution des éléments majeurs dans une série magmatique en voie de solidification ou dans une roche métamorphique à divers stades de métamorphisme dépendent, d'une part, des propriétés physiques et chimiques des ions du matériel silicaté fondu, et, d'autre part, des propriétés cristallochimiques de ceux-ci dans le solide cristallisé. La suite réactionnelle, ou succession de cristallisation, montre que Mg, Fe^{2+} et un peu Al (dont les rayons ioniques sont respectivement de 0,66 Å, 0,74 Å et 0,51 Å) sont les premiers éléments qui entrent dans les réseaux cristallins à haute température ou les derniers qui s'ordonnent pendant la recristallisation des roches métamorphiques. Ensuite, sont entraînés le calcium et le sodium (avec un rayon ionique voisin de 1 Å), puis le potassium (1,4 Å). Le silicium fait exception : il est plus concentré dans les produits ultimes de la consolidation magmatique et est un des premiers qui cristallisent pendant le métamorphisme, à cause de son plus petit rayon ionique.

Éléments mineurs et traces

La diadochie (ou substitution, dans le réseau des minéraux, d'un ion par un autre de dimension et de charge assez proches) est considérée comme le phénomène

Liaisons	Aspect superficiel	Couleur	Clivage
métallique (liquide et cristaux)	très bon réflecteur	surtout grise avec quelques exceptions	difficile à cause de sa ductilité sauf à basse température
covalente (liquides et cristaux)	transparent ou métallique	de blanc à gris	assez bon
ionique (liquides et cristaux)	transparent ou coloré non métallique	très variable	très bon

responsable de la distribution et de l'incorporation des éléments traces dans les minéraux. Les premières règles relatives à la substitution furent énoncées par Goldschmidt.

— Lorsque deux ions de rayons ioniques et de charges identiques sont en compétition pour occuper un site, leur teneur dans le minéral sera proportionnelle à leur teneur dans le milieu. Les éléments mineurs sont camouflés par les majeurs. Par exemple, le Cr^{3+} (0,63 Å) est camouflé par le Fe^{3+} (0,64 Å), le Ge^{4+} (0,53 Å) par le Si^{4+} (0,42 Å).

— Si les deux ions ont des charges identiques mais des rayons différents, c'est le plus petit qui rentre dans la structure.

— Si l'ion le plus chargé est un élément mineur, il est capturé par le minéral ; il apparaîtra dans les minéraux qui cristallisent les premiers. Si c'est un élément majeur, les éléments mineurs se trouveront dans les minéraux cristallisant tardivement.

Les progrès des études cristallochimiques ont montré que la substitution, bien qu'importante, n'était pas la seule forme de distribution des éléments traces. Il est pratiquement impossible d'envisager la substitution avec les seules règles de Goldschmidt, et les exceptions sont souvent dues au type de liaisons entre les atomes.

Certains géochimistes modernes, comme W. S. Fyfe, D. M. Shaw, H. Ramberg et L. H. Ahrens, ont démontré que la charge et la dimension des ions ne peuvent, en aucun cas, être les seuls facteurs réglant la substitution des éléments. Selon ces auteurs, les facteurs les plus importants seraient :

— les propriétés cristallochimiques des éléments, c'est-à-dire les types de liaisons, les dimensions des ions, la valence et les caractéristiques thermodynamiques ;

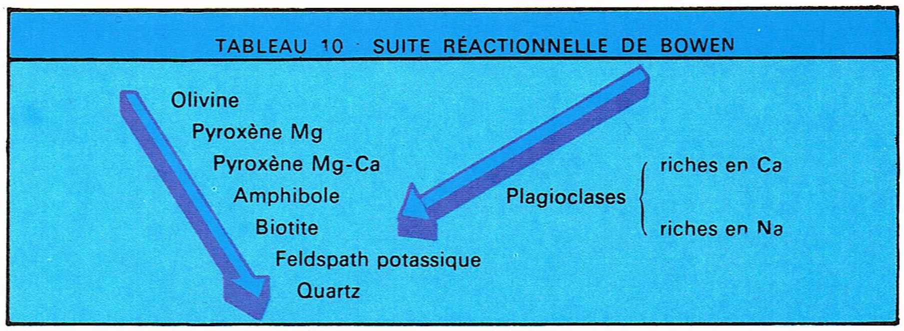
— les variations de structure, de coordinence ou de composition qui peuvent exister dans les minéraux ;

— les conditions physico-chimiques dans lesquelles a cristallisé le minéral (température, pression, rapports de concentrations entre les éléments composant la roche, vitesse de formation et de croissance des germes de cristallisation).

Types de liaisons dans les minéraux de la lithosphère

Les types de liaisons les plus fréquents dans les minéraux de la lithosphère sont : la liaison métallique, la liaison covalente ou homopolaire, la liaison ionique ou hétéropolaire et les liaisons résiduelles ou de Van der Waals (cette dernière ayant peu d'importance).

Dans la *liaison métallique,* les centres (noyaux) des atomes sont relativement proches, et les électrons appartenant aux deux atomes liés n'ont pas de position fixe, mais sont libres de se déplacer à travers la structure du minéral métallique, qui, par conséquent, peut être un bon conducteur. C'est le cas des Fe, Cu, Ag natifs ainsi que, dans une moindre mesure, des sulfures simples comme la pyrite (FeS_2) et la pyrrhotine (FeS).



▲ ***Tableau n° 10 : suite réactionnelle de Bowen.***

Dans la *liaison covalente,* les noyaux des atomes liés sont plus éloignés que dans la liaison métallique : leurs électrons occupent une position fixe dans la structure et ainsi ne peuvent s'éloigner, même sous l'action d'un champ électrique. Les substances qui possèdent uniquement des liaisons covalentes se comportent donc comme de mauvais conducteurs thermiques et électriques. C'est, par exemple, le cas du quartz, du diamant, de l'hématite et du corindon.

Dans la *liaison ionique,* les noyaux des atomes qui constituent le minéral sont encore plus distants que dans la liaison covalente et les électrons des orbitales les plus externes, au lieu d'être partagés entre les deux atomes voisins, participent au nuage électronique d'un seul des deux atomes. Dans ce cas, la nature de la force de liaison n'est pas une orbitale électronique mais la force électrostatique entre deux ions de charges différentes, positive et négative. Dans l'ensemble de la structure électronique, les électrons occupent des positions rigoureusement fixes ; par conséquent les minéraux ioniques n'ont pas de conductibilité électrique. Les solutions aqueuses de substances ioniques comme le sel gemme sont conductrices, mais ce sont des ions chargés Na^+ et Cl^- qui permettent le transport de l'électricité, et non les électrons, comme dans les métaux. Le tableau 11 indique les propriétés des matériaux naturels en fonction des liaisons entre les atomes qui les constituent.

En réalité, dans la plupart des minéraux de la lithosphère, les liaisons entre constituants doivent être considérées comme hybrides, c'est-à-dire comme des liaisons intermédiaires métallique-covalente ou covalente-ionique. D'une façon générale, on appelle liaison *semi-métallique* tous les stades intermédiaires entre liaison métallique et covalente, et liaison *semi-ionique* les stades qui se situent

▼ ***Tableau n° 11 : effets des liaisons métalliques, covalentes et ioniques.***

TABLEAU 11 : EFFETS DES LIAISONS MÉTALLIQUES COVALENTES ET IONIQUES

ensité	Dureté	Point de fusion	Compressibilité	Vapeur	Conductivité électrique et thermique	Propriétés optiques	Viscosité	Structure	Exemples
vée		moyen	faible	atomique (rarement en agrégats de quelques molécules)	bon conducteur de l'électricité et de la chaleur	opaque dans le spectre visible	liquides peu visqueux	structure simple à coordination élevée (12)	métaux natifs : or, argent, cuivre
oyenne	cristaux fragiles et durs	élevé	moyenne	atomique (rarement en agrégats de quelques molécules)	bon isolant de l'électricité et de la chaleur	transparent dans le spectre visible réfraction élevée	liquides assez visqueux	structure simple à coordination faible ou moyenne (3, 4,6)	corindon, diamant, quartz, cassitérite
oyenne	cristaux fragiles	moyen	élevée	atomique ou molécule di-atomique	cristaux = bons isolants liquides = bons conducteurs (conducteurs électrolytiques)	transparent dans le spectre visible réfraction faible	liquides peu visqueux	structure simple ou complexe à coordination variable	sel gemme, sylvite, fluorine

TABLEAU 12 : SUITE DE MINÉRAUX CLASSÉS SELON LE TYPE DE LIAISONS HYBRIDES			
			MÉTALLIQUE
Ag (natif)	Cu (natif)	Fe (fer)	
Ag_3Sb (dyscrasite)	Bi (natif)	FeS (pyrrhotine)	
Ag_2Te (hessite)	As (natif)	FeS_2 (pyrite)	
Ag_2S (argentite)	Te (natif)	Fe_3O_4 (magnétite)	
Ag_3AsS_3 (proustite)	S (natif)	Fe_2O_3 (hématite)	
$Ag_2S . As_2S_3$ (smithite)	C (diamant)		
SiO_2 (quartz)			
$NaAlSi_3O_8$ (albite)			COVALENTE
$MgSiO_3$ (enstatite)			
Mg_2SiO_4 (forstérite)			
$CaF_2 . 3Ca_3P_2O_5$ (apatite)			
$CaCO_3$ (calcite)			
CaF_2 (fluorine)			
NaCl (sel gemme)			IONIQUE

▲ *Tableau n° 12 : suite de minéraux classés selon le type de liaisons hybrides.*

entre liaison covalente et ionique. La liaison semi-ionique entre l'oxygène et les métaux est celle qui prédomine dans les silicates, les phosphates et les carbonates.

La liaison chimique a donc des caractéristiques intermédiaires entre les deux types de liaisons idéales, ionique et covalente, qui contribuent respectivement à former la structure réelle. Des tentatives diverses sont faites, à l'heure actuelle, pour exprimer quantitativement le pourcentage de ces contributions. La meilleure de celles-ci, faite par Pauling, est basée sur l'électronégativité des atomes (l'électronégativité exprime la capacité d'un éléments à attirer les doublets électroniques des liaisons). Povarennykh (1956) a construit une courbe empirique par laquelle il est possible d'évaluer le pourcentage de liaisons ioniques en fonction de la différence d'électronégativité des atomes liés. L'équation de cette courbe a été trouvée par Smith et Welles :

$$\% \text{ de liaisons ioniques} = 16\ \Delta x + 3{,}5\ \Delta x^2$$

(Δx est la différence d'électronégativité des atome sliés).

En règle générale, on peut dire que le caractère d'une liaison est d'autant plus ionique que la différence d'électronégativité entre le métal et l'oxygène est plus grande, soit, selon Ringwood, quand l'électronégativité du métal est plus faible. Par exemple, on trouve, par ordre décroissant du degré d'ionicité, les liaisons : K-O (69 %) ; Na-O (65 %) ; Ca-O (62 %) ; Mg-O (55 %) ; Al-O (46 %) ; Si-O (37 %) ; H-O (29 %) ; Zn-S (20 %) ; Cu-S (13 %).

Le géochimiste Ahrens a proposé d'utiliser le potentiel d'ionisation du métal pour évaluer le degré d'ionicité d'une liaison. Le potentiel d'ionisation est le travail nécessaire pour ajouter ou soustraire un électron à un atome et ainsi le transformer en ion. Plus un élément sera électronégatif, plus son potentiel d'ionisation sera faible et il formera une liaison d'autant plus ionique avec l'oxygène. Cependant, les propriétés physico-chimiques que nous venons de citer ne permettent pas, à elles seules, de prévoir le comportement géochimique des éléments. En effet, les déductions que l'on peut en tirer sont souvent en contradiction avec celles qui découlent des trois règles de la substitution.

Étude géochimique des éléments substitués

Fe^{2+}, Co^{2+}, Ni^{2+}

Les comportements géochimiques du cobalt et du nickel sont voisins ; ces ions ont des dimensions comprises entre celles du Mg^{2+} et du Fe^{2+}. Les potentiels d'ionisation de Fe^{2+}, Co^{2+} et Ni^{2+} sont respectivement : 2,67, 2,78 et 2,90. Leurs électronégativités sont 1,6, 1,7 et 1,8 ; ceci indique un pourcentage croissant de covalence des liaisons métal-oxygène dans l'ordre Fe-Co-Ni, qui devrait être celui d'entrée dans les réseaux cristallins. Mais si l'on se fonde uniquement sur les dimensions respectives des ions (0,75, 0,72 et 0,69 Å), l'ordre devrait être inverse, c'est-à-dire Ni, Co, Fe. Les points de fusion des oxydes indiquent un pourcentage d'ionicité croissant pour les liaisons Fe-O, Co-O, Ni-O que l'on ne peut expliquer ni en termes d'électronégativité, ni en termes de potentiel d'ionisation mais qui est en accord avec les prévisions basées sur la mesure des rayons ioniques.

En réalité, on constate que le Ni entre avant le fer dans les minéraux ferrifères, mais après le Mg dans les minéraux magnésiens. Nous avons vu que le Co et le Ni sont concentrés dans les roches basiques et ultrabasiques avec le Mg et le Fe. Ainsi, dans l'olivine $(Mg, Fe)_2 SiO_4$, le terme magnésien pur Mg_2SiO_4 est celui qui cristallise en premier, alors que le terme ferrifère cristallise plus tardivement. Dans les solutions solides intermédiaires où ces deux extrêmes apparaissent, le rapport Ni/Co diminue à partir de l'olivine magnésienne jusqu'à l'olivine ferrifère.

Al^{3+}, Ga^{3+}, Fe^{3+}

Les études géochimiques laissent prévoir un affaiblissement progressif des liaisons métal-oxygène dans l'ordre Al, Ga, Fe. Le gallium et l'aluminium ont la même électronégativité ; théoriquement, le gallium doit être considéré comme camouflé dans les minéraux de l'aluminium. En réalité, ses variations de concentration dans les minéraux et les roches sont très faibles, et le couple Ga-Al n'est pas un bon exemple de camouflage car ces deux éléments diffèrent sous bien des aspects : le Ga est plus grand que l'Al, il forme une liaison plus covalente que celui-ci, et entre ainsi facilement dans les sulfures, surtout dans la blende.

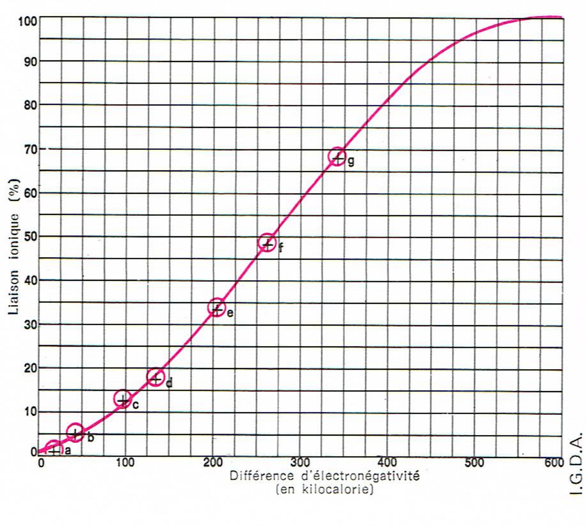
Le gallium est plus proche du fer par ses dimensions et la liaison Ga-O est plus ionique que la liaison Fe-O ; d'après les potentiels d'ionisation, il semblerait que les deux liaisons aient le même degré d'ionicité. Ainsi, théoriquement, le Ga^{3+} devrait avoir la possibilité d'occuper la position du fer trivalent : en effet, il substitue le fer dans la magnétite.

Autres formes de dispersion des éléments en trace

En dehors de la substitution, il existe d'autres formes de dispersion des éléments en trace dans les minéraux. Des corpuscules dispersés, pouvant atteindre la dimension de microcristaux, peuvent se séparer pendant le refroidissement d'un minéral dans lequel ils forment une solution solide à température plus élevée, c'est-à-dire qu'ils y seront en substitution isomorphique. Ou bien, de minuscules cristallites de minéraux de composition simple, formés en premier, se trouveront englobés dans des cristaux d'un autre minéral ayant cristallisé par la suite.

Par exemple, à haute température, le zinc peut substituer le fer ou le magnésium dans des minéraux comme la biotite ou l'amphibole dans les roches granitiques. De la même façon, le molybdène peut entrer dans le réseau des plagioclases. Toutefois, ces solutions solides ne sont stables qu'à haute température et elles peuvent difficilement exister dans les conditions thermodynamiques de la surface de la terre. La preuve en est que le zinc contenu dans les biotites est facilement extrait par l'acide chlorhydrique sans que le réseau des minéraux soit attaqué. Le pourcentage de la teneur totale de zinc lessivé au cours de cette attaque chlorhydrique varie de 67 % à 94 %. La majeure partie de cet élément n'est donc pas liée au réseau de la biotite mais se trouve à l'état dispersé. Cette ségrégation des corpuscules rend compte de la présence d'impuretés non structurales qui doivent, après ségrégation, rester dans le minéral-hôte comme une phase cristalline indépendante et séparée. Cela peut avoir lieu de deux façons :

— le corpuscule cristallin de l'impureté croît et se distribue de façon régulière et ordonnée dans la matrice cristalline : on parle d'*épitaxie* ou de *croissance isostruc-*



I.G.D.A.

▶ *Courbe empirique construite par Povarennykh (1956) qui montre comment le pourcentage de liaison ionique, dans une liaison hybride ionique-covalente, est proportionnel à la différence d'électronégativité entre les deux ions de la liaison. A partir de la différence d'électronégativité entre deux ions, on peut connaître le degré d'ionicité de leur liaison. Les cercles représentent quelques exemples : dans l'ordre, a, b, c, d, e correspondent à AsH_3, HI, HBr, HCl, H_2O, f à SiO_2 et g à $NaCl$.*

turale (c'est, par exemple, le cas des microperthites) ;
— les impuretés se développent de façon désordonnée (par exemple, dans la structure pœcilithique).

Naturellement, un même élément peut se trouver sous plusieurs formes dans un minéral : soit en substitution isomorphique, soit en dispersion non structurale mais cristalline et iso-orientée, soit enfin en dispersion corpusculaire non orientée. Cependant, un cristal, ayant une formule minéralogique définie, aura tendance à sélectionner les impuretés au cours de sa croissance. Ces impuretés ont parfois une certaine importance économique. Par exemple, certaines galènes contiennent des quantités notables d'argent ou de germanium substitué au zinc ou encore sous forme de sulfures complexes. De même, il existe des ségrégations microscopiques ou submicroscopiques d'éléments à l'état natif comme l'or, l'argent, le plomb, l'étain, etc.

Un géochimiste russe, L. N. Ochinnikov, a réalisé une expérience intéressante : ayant fondu un mélange de roche silicatée et de calcaire, il a observé la formation de petites gouttes de minéraux ferrifères, séparés des silicates fondus, qui flottaient sur la surface avec des bulles de gaz. Ce type de genèse peut expliquer l'origine de la dispersion du cuivre, du nickel, du cobalt, du titane, du zinc, du molybdène, du manganèse et d'autres métaux qui sont souvent enrichis dans les minéraux ferrifères.

Au contraire, l'étain, le tungstène, l'uranium et d'autres atomes de rayons plus importants sont présents à l'état d'ions libres dans les silicates fondus et restent ainsi jusqu'au stade final de la cristallisation. Ces atomes ont des possibilités très faibles de former des liaisons cristallochimiques avec les éléments pétrogénétiques majeurs. Ainsi, on ne les retrouve pas ou très peu associés aux minéraux des roches, alors qu'ils ont fortement tendance à s'accumuler dans les résidus microscopiques de fusion aux stades ultimes de la cristallisation. Par exemple, on observe dans certains granites très alcalins une augmentation des quantités de grains de magnétite et un déficit parallèle des teneurs en fer dans la biotite.

Géochimie des isotopes. Fractionnement isotopique dans la lithosphère

Parmi les facteurs physico-chimiques les plus importants dans la répartition des isotopes au cours des différents processus pétrogénétiques, l'*échange* est considéré comme ayant un rôle uniquement dans les stades initiaux de la solidification d'un magma car il cesse pratiquement avec la cristallisation. La *diffusion thermique* et la *diffusion par gradients de concentrations* sont des phénomènes très importants dans les processus métamorphiques et métasomatiques, alors que la diffusion par différenciation gravitationnelle et par des gradients géothermiques est secondaire.

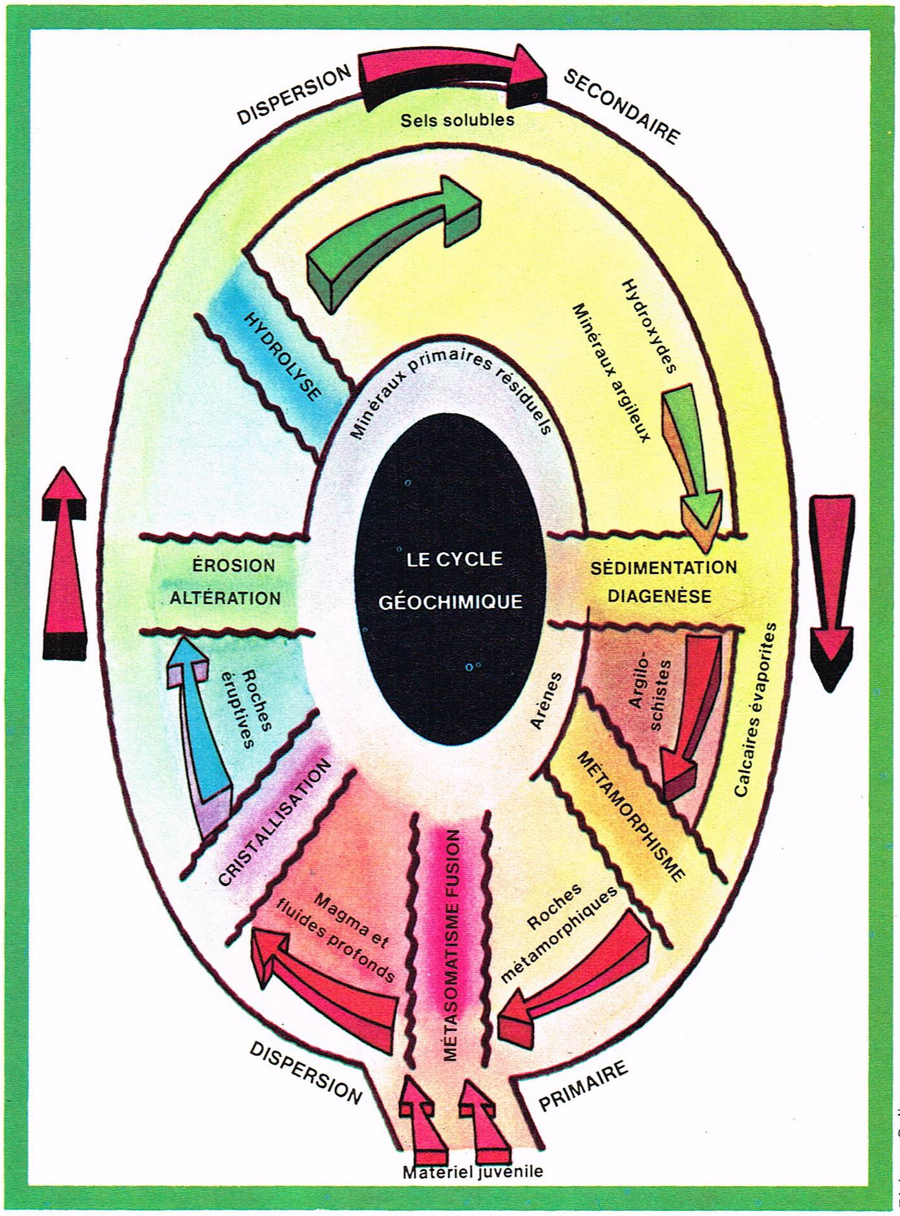
En général, le fractionnement isotopique décroît quand la température augmente; il est donc pratiquement inexistant à la température du stade « orthomagmatique », entre 700 et 1 000 °C. Dans les stades intermédiaires, le fractionnement devient significatif surtout pour les éléments plus légers, dont les rapports des masses isotopiques sont très différents. Dans les minéraux cristallisés, l'enrichissement isotopique est généralement plus significatif pour les éléments en trace que pour les éléments majeurs, spécialement lorsqu'il s'est effectué par un processus de diffusion à l'état solide. Dans les solutions naturelles, les isotopes plus lourds devraient préférer les phases non dissoutes ou précipitées, tandis que les plus légers devraient être concentrés dans les phases dissoutes. Cependant, le lessivage des roches est un phénomène qui accentue généralement le fractionnement des isotopes.

Une des plus importantes applications des isotopes est la *géochronologie,* qui s'occupe de déterminer l'âge des roches et des minéraux en mesurant les rapports entre les isotopes radio-actifs et ceux à noyau stable qui en dérivent (compte tenu de la vitesse de désintégration du noyau radio-actif parent en noyau stable).

La géochimie appliquée à la prospection géochimique

Principes généraux

La redistribution continuelle des éléments d'une roche à l'autre, d'un minéral à l'autre, constitue dans son ensemble un phénomène appelé *cycle géochimique*.



▲ ***Représentation schématique du* cycle géochimique.**

D'une façon idéale, un élément quelconque, présent dans le magma originel, parcourt (voir figure ci-dessus) un trajet suivant le sens des aiguilles d'une montre à partir du bas de la figure.

Durant ces cycles, les différents éléments obéissent, à quelques exceptions près, aux lois cristallochimiques concernant les liaisons, les dimensions et les charges ioniques que nous avons vues précédemment. D'une façon synthétique, on peut résumer les principaux regroupements d'éléments qui constituent les *associations géochimiques* utilisées dans la prospection (voir tableau 13).

Les différents éléments sont plus ou moins mobiles au cours des processus pétrogénétiques, qui, dans leur ensemble, constituent le cycle géochimique au cours duquel s'effectue une dispersion par rapport à la répartition originelle dans le magma. Les nombreux phénomènes qui président à la dispersion des éléments peuvent être rassemblés en deux groupes principaux : les processus mécaniques et les processus chimiques.

La dispersion peut être due à l'action de phénomènes exclusivement mécaniques (comme l'intrusion ou l'effusion de magma, ou encore le mouvement de matériaux superficiels entraînés par un glacier) mais ceux-ci ne provoquent pas de différenciation appréciable du matériel.

Au contraire, les processus chimiques et biochimiques produisent une différenciation marquée des matériaux en les décomposant en de nombreuses fractions de composition différente. Dans ce type de fractionnement, le rôle primordial est joué par la mobilité chimique des

TABLEAU 13 : PRINCIPALES ASSOCIATIONS GÉOCHIMIQUES DES ÉLÉMENTS D'APRÈS GOLDSCHMIDT (1954) ET KRAUSKOPF (1955)	
Groupes	**Associations**
Éléments généralement associés	K-Rb Ca-Sr Al-Ga Si-Ge Zr-Hf Nb-Ta Terres rares Pt-Ru-Rh-Pd-Os-Ir
Associations d'éléments lithophiles caractéristiques des roches plutoniques	Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-Ti-Mn-Zr-Hf-Th-U-B-Be-Li-Sr-Ba-P-V-Cr-Sn-Ga-Nb-Ta-W-halogènes et terres rares
Associations particulières :	
Roches ignées felsiques	Si-K-Na
Roches ignées alcalines	Al-Na-Zr-Ti-Nb-Ta-F-P-terres rares
Roches ignées mafiques	Fe-Mg-Ti
Roches ignées ultramafiques	Mg-Fe-Cr-Ni-Co
Certaines différenciations pegmatitiques	Li-Be-B
Certains dépôts métamorphiques de contact	Mo-W-Sn
Feldspaths potassiques	K-Ba-Pb
Autres minéraux potassiques	K-Na-Rb-Cs-Tl
Minéraux ferromagnésiens	Fe-Mg-Mn-Cu-Zn-Co-Ni
Associations d'éléments chalcophiles caractéristiques des sulfures métalliques	S-Cu-Zn-Pb-Fe-Ag-Au-Hg-Cd-In-Se-Te-As-Sb-Bi-Ni-Co-Mo-métaux du platine
Associations particulières :	
Substitutions dans les calcaires	Zn-Pb-Ba-F-Sr
Métaux de bases complexes	Fe-Zn-Pb-Ag-Cu-Se-Sb-Bi
Métaux précieux simples	Ag-Au-As
Métaux précieux complexes	Ag-Au-As-Sb-Zn-Cu-Pb-Hg
Minéraux métalliques associés avec les roches ignées mafiques	Fe-Ni-Co-Pt
Dépôts de cuivre	Fe-Cu-Mo-Re
Dépôts fumerolliens	Hg-Sb-As-Se
Roches sédimentaires :	
Oxydes de fer	Fe-As-Co-Ni-Se
Oxydes de manganèse	Mn-As-Ba-Co-Mo-Ni-V-Zn
Phosphorites	P-Ag-Mo-Pb-F-U
Schistes argileux	Al-Ag-As-Au-Bi-Cd-Mo-Ni-Pb-Sb-V-Zn

▲ ***Tableau n° 13 : principales associations géochimiques des éléments.***

matériaux : autrement dit, les phases ou les éléments les plus mobiles tendent à être exportés loin des aires d'origine, cela en relation avec le réseau naturel de distribution et les variations des paramètres physico-chimiques.

TABLEAU 14 : MOBILITÉS RELATIVES DES ÉLÉMENTS DANS UN MILIEU SILICEUX DÉPOURVU DE MINÉRAUX SULFURÉS DANS DES ZONES SUPERFICIELLES		
Mobilité relative	**Éléments majeurs**	**Éléments mineurs**
Très mobiles	S, Cl	Br, I, Mo, B, Se
Moyennement mobiles	Ca, Na, Mg, K	Zn, Ba, U
Moyennement immobiles	Si, Mn	Ni, Co, Cu, As, Sb, Pb
Pratiquement immobiles	Fe, Al, Ti	Cr, terres rares

▶ ***Tableau n° 14 : mobilités relatives des éléments dans un milieu siliceux dépourvu de minéraux sulfurés dans des zones superficielles.***

Le tableau 14 donne des indications sur les mobilités relatives de certains éléments dans un milieu géochimique siliceux et dépourvu de minéraux sulfurés.

La dispersion peut être primaire ou secondaire selon le milieu dans lequel elle s'effectue. Dans la *dispersion primaire,* ou *syngénétique,* le réseau de distribution et de redépôt des matériaux est généralement représenté par des fissures et des espaces intergranulaires des roches fraîches, non altérées parce que situées à une certaine profondeur. La *dispersion secondaire,* ou *épigénétique,* au contraire, s'effectue à la surface ou presque, dans les fractures de la roche superficielle ou à la surface même d'altération des roches exposées aux agents atmosphériques. Le spectre de distribution géochimique d'un élément correspond au mode de dispersion dans une zone donnée, sous l'effet de tous les facteurs qui concourent à déterminer les mouvements dans les matériaux terrestres. La reconstitution de ces spectres est donc nécessaire pour l'exploration géochimique qui s'applique à la recherche de gisements miniers.

La prospection géochimique appliquée à la recherche de minerais

Le principe de base de cette application est fondé sur le fait que, dans les zones qui entourent une concentration de minéraux recherchés, il existe une dispersion des éléments présents dans le gisement telle que les teneurs décroissent au fur et à mesure que l'on s'éloigne du gisement. Cette dispersion constitue une anomalie de la province géochimique, et une étude détaillée de la région permettra de mettre en évidence et donc de localiser le gisement.

Les moyens utilisés en prospection géochimique sont les mêmes que ceux qui existent en géochimie générale : analyses chimiques effectuées par spectrographie, photométrie de flamme, fluorescence X, spectrophotométrie et absorption, chromatographie sur papier, fluorescence ultraviolette. L'appareillage est aujourd'hui utilisable en version portative : on aménage ainsi des camions ou des bateaux-laboratoires. Bien sûr, une bonne prospection géochimique ne peut être effectuée qu'après un relevé géologique détaillé de la région.

Échantillonnage

Il faut utiliser : d'une part, des échantillons dont la moyenne a approximativement des teneurs normales (dites aussi *fond de l'élément*) dans le type de roche étudié, et, d'autre part, des échantillons ayant des teneurs anormales. On peut espérer localiser un gisement ou, tout au moins, une distribution anormaux si et seulement si la différence entre les deux types d'échantillons est bien mise en évidence et si les premières valeurs anormales significatives peuvent être individualisées avec sûreté.

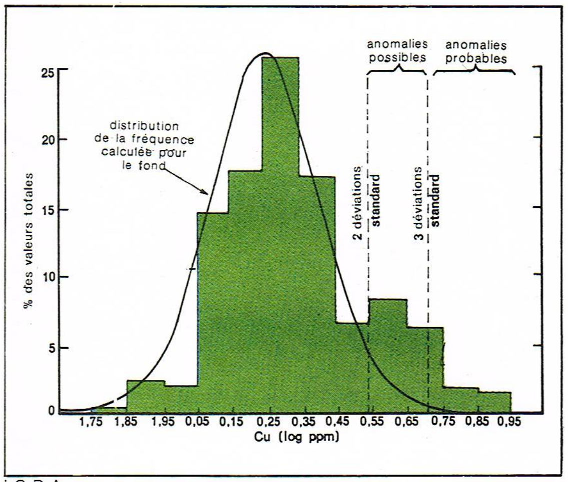
Le nombre d'échantillons doit être assez grand pour être représentatif et couvrir l'aire de dispersion normale et celle de dispersion anormale. D'autre part, la distance entre les échantillons doit être proportionnelle à la rapidité avec laquelle augmente la concentration des éléments cherchés. Le « fond » constitue la teneur moyenne d'un élément donné dans un certain type de roche d'une région particulière. La figure page 41, au milieu, donne certaines des valeurs du fond pour les éléments métalliques dans les principaux types de roches, c'est-à-dire les roches ignées ultrabasiques, basiques, intermédiaires, acides et les roches sédimentaires.

En réalité, les valeurs de base d'un élément dans un certain type de matériel peuvent osciller d'un point à un autre, même s'ils sont proches. Par exemple, le cuivre présente des variations du fond de 10 à 70 ppm dans certains sédiments de l'Ouganda. Les variations des valeurs de base sont différentes selon les éléments. La même figure montre que celles-ci sont moins importantes pour le plomb que pour le zinc et encore moins que pour le chrome, le cobalt et le cuivre.

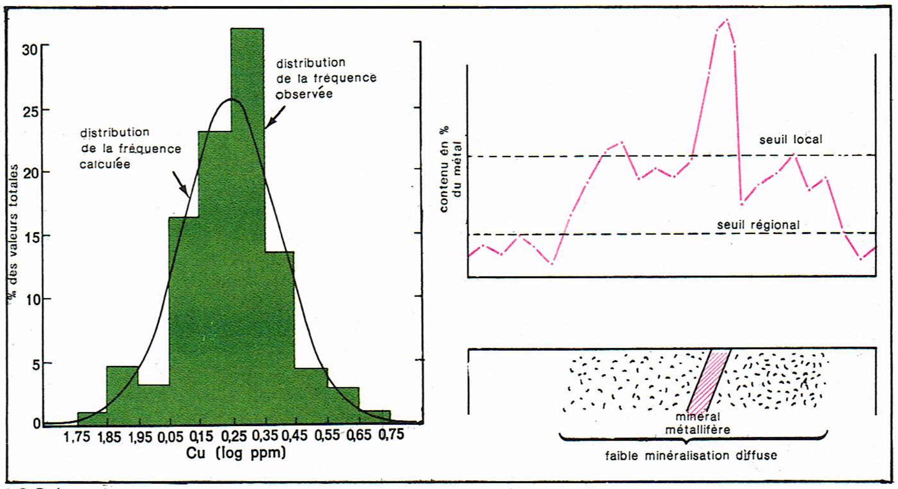
Pour trouver la teneur normale du cuivre dans une région donnée, on peut, à partir des analyses des échantillons, faire le calcul en effectuant simplement la moyenne arithmétique des teneurs rencontrées :

$$L_{Cu} = \frac{\Sigma_i \cdot l_i}{n}$$

où l_i représente les résultats de chaque dosage de l'élément pour les n échantillons récoltés ; ce qui donne L_{Cu}



I.G.D.A.



I.G.D.A.

comme fond normal pour le cuivre. En réalité, la valeur obtenue du fond normal ne peut être qu'approximative car les variations des teneurs peuvent être très importantes. La phase suivante de la prospection consiste à individualiser les anomalies géochimiques.

D'après Ahrens, dans la majorité des roches (aussi bien basiques qu'acides), la distribution géochimique des éléments apparaît plus comme de type logarithme normal que comme de type normal. Cela veut dire que le logarithme des teneurs d'un élément tend à se distribuer de façon symétrique à l'intérieur de la moyenne géométrique, à la différence des valeurs naturelles (non logarithmiques), qui se distribuent à l'intérieur de la moyenne arithmétique. Par exemple, le Cu, le Zn et aussi le Pb présentent toujours une distribution normale logarithmique pour le fond. Les figures ci-dessus illustrent ce phénomène pour les teneurs en cuivre des sols et des sédiments fluviatiles. Pour l'uranium, on a rencontré sur le terrain aussi bien une distribution logarithmique qu'une distribution normale, selon qu'il dérive d'un granite stérile ou d'un granite associé avec des dépôts uranifères.

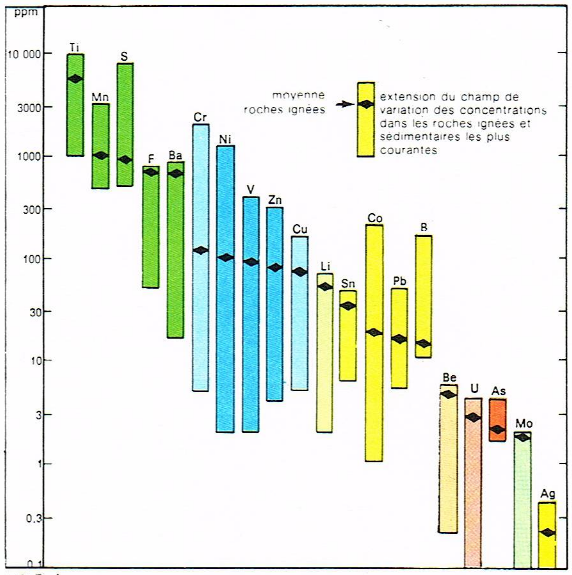
Étude des anomalies géochimiques

Par définition, une anomalie est une déviation de la normale ; une *anomalie géochimique* est une déviation dans le spectre de distribution géochimique normale pour une région déterminée. Un minerai, étant un phénomène rare et relativement anormal, constitue donc une anomalie. Les variations du fond au voisinage d'un gisement sont des anomalies guides de la prospection minière. Lorsque l'on étudie le fond, il faut rechercher les *anomalies significatives*. Une anomalie peut être considérée comme significative quand la valeur moyenne est largement supérieure à la limite supérieure des fluctuations du fond normal. Les valeurs limites de concentration d'un élément au-delà desquelles il est raisonnable de parler d'anomalies significatives, et non de fluctuations du fond, sont appelées *valeurs de seuil,* ou simplement *seuil*. On distingue un *seuil régional,* qui sépare les valeurs du fond normal de la concentration anormale de métaux dans l'auréole qui entoure le gisement, et un *seuil local,* qui sépare les valeurs moyennes de l'auréole des teneurs propres du corps minier.

L'interprétation des données de la prospection géochimique

Après avoir sélectionné un réseau d'échantillons et dosé les teneurs des éléments désirés, il est nécessaire d'interpréter les données géochimiques d'une manière efficace. Généralement, il faut prendre en considération diverses *populations* de données pour aboutir à une interprétation valable.

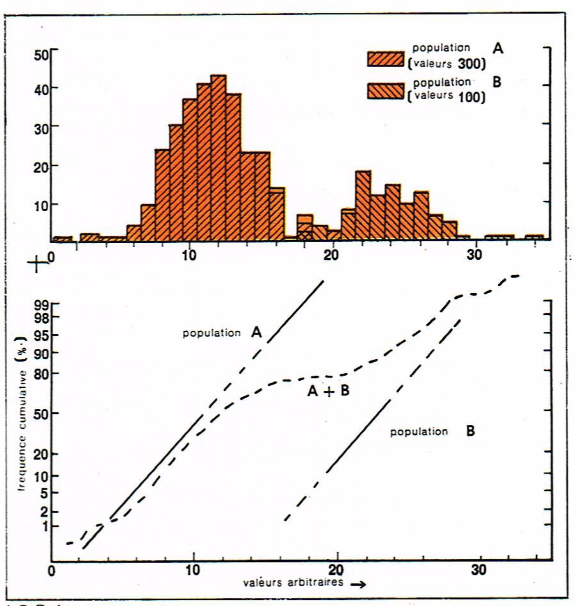
On peut expliquer le terme de population en prenant l'exemple du nickel. Dans les sols qui dérivent d'un granite homogène ou d'un schiste argileux, la teneur en nickel sera faible et uniforme ; dans les sols qui proviennent de roches éruptives basiques, elle sera probablement un peu plus élevée mais toujours uniforme ; dans les sols provenant de roches serpentinisées, elle pourra être plus élevée et moins constante ; enfin, dans les sols qui dérivent de gisements de sulfures de nickel, la teneur en nickel



I.G.D.A.

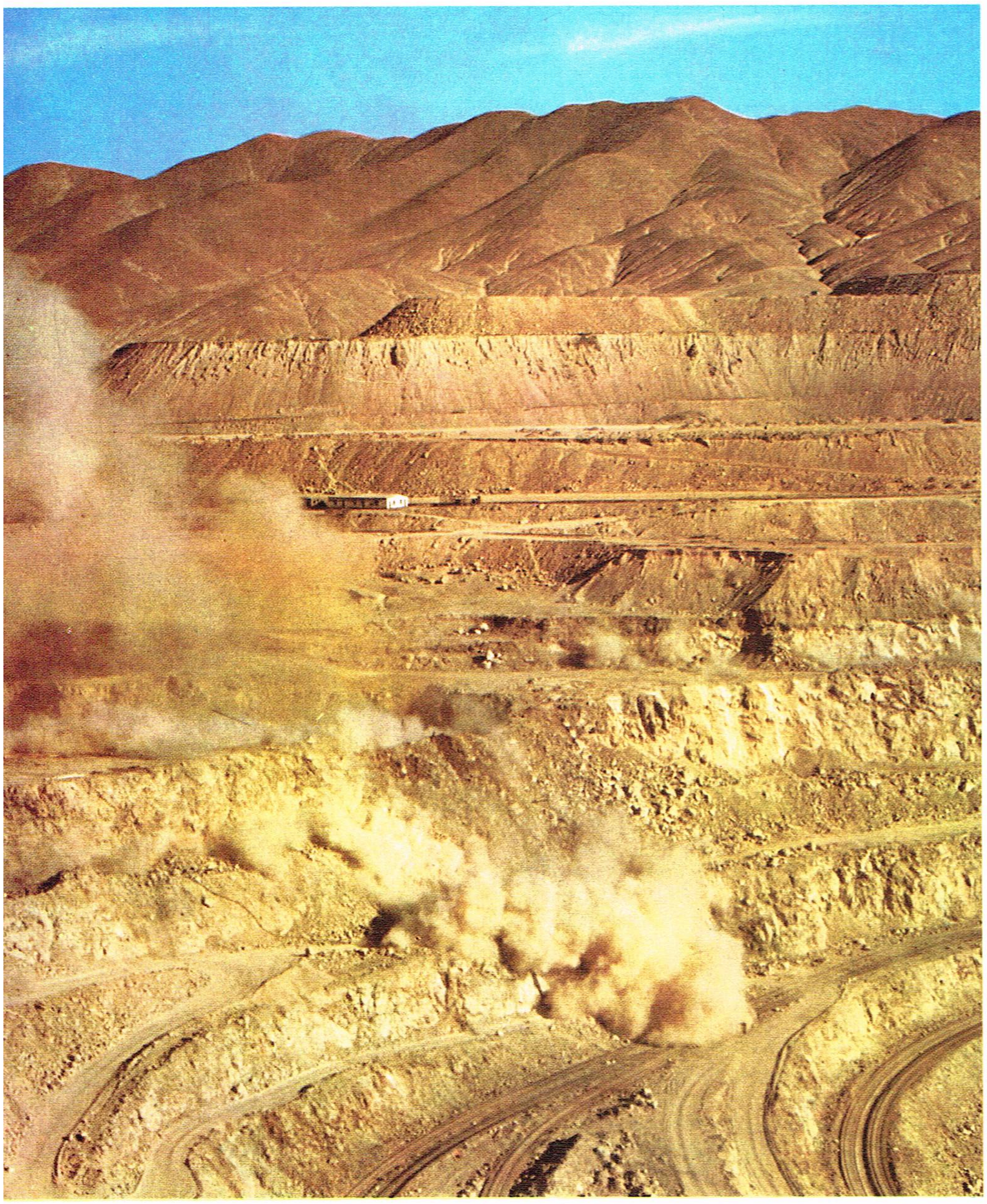
◀▲ *A gauche, en haut, distribution du cuivre soluble de 825 échantillons du fond et d'aires d'anomalies dans certains sédiments de Zambie. Ci-dessus, à gauche, schéma illustrant la distribution de fréquence du cuivre soluble dans 216 échantillons de certains sédiments de Zambie ; à droite, diagramme des valeurs des seuils locaux et régionaux. Ci-contre, valeurs moyennes et variations de teneurs des principaux éléments dans des roches courantes.*

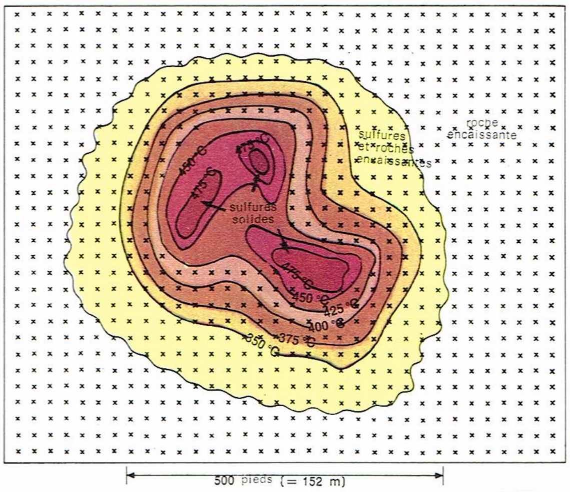
sera plus élevée et très variable. Les sols qui s'étendent sur des zones occupées par un seul type des roches que nous venons de citer auront des teneurs en nickel présentant une seule valeur moyenne, caractéristique, et une certaine déviation standard, également caractéristique, constituant ainsi une seule population de données. Au contraire, les sols qui dérivent de deux ou de plusieurs types de ces roches présenteront deux ou plusieurs



I.G.D.A.

◀ *Histogrammes et projections correspondantes des fréquences cumulatives pour des populations variables.*





populations pour les teneurs en nickel, chacune correspondant à une des différentes roches altérées.

Dans la pratique, les populations ne sont pas aussi simples à mettre en évidence car, outre la nécessité d'individualiser les différentes roches sources de métaux, il faut déterminer les valeurs des seuils à partir des données de chaque population. Parmi les populations individualisées, il faut rechercher celle qui représente une anomalie significative, c'est-à-dire qui signale la présence d'une auréole de dispersion pouvant être attribuée à un éventuel gisement enfoui.

Utilité de l'étude de la dispersion

L'étude de la dispersion primaire, ou syngénétique, peut servir pour les recherches suivantes :

— délimiter une province géochimique dans une zone relativement étendue de la croûte terrestre où la composition chimique sera significativement différente de la moyenne (par exemple, une série de roches éruptives différentes mais géologiquement reliées, enrichies ou appauvries en un élément déterminé) ;

— reconstituer la température de cristallisation de certaines associations de roches *(géothermométrie chimique)* ; en effet, la répartition d'un ou de plusieurs éléments en trace entre deux phases minéralogiques, en réciproque dans la roche, est fonction de la pression et de la température qui régnaient au moment de la cristallisation des minéraux ;

— suivre une prospection régionale destinée à repérer les zones les plus intéressantes ;

— détailler une prospection superficielle permettant de localiser avec précision les points d'anomalies les plus notables ;

— effectuer la prospection en sous-sol destinée à l'ouverture de nouvelles galeries d'extraction de minerai ;

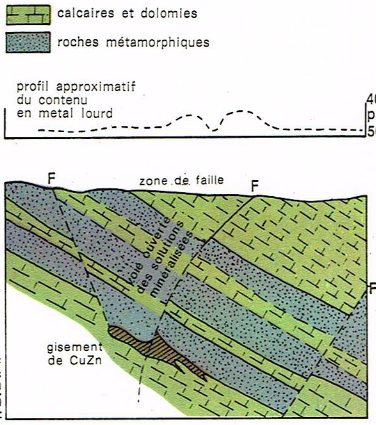
— effectuer des sondages, avec prélèvements de carottes, permettant de suivre la distribution des éléments en profondeur dans la roche non altérée.

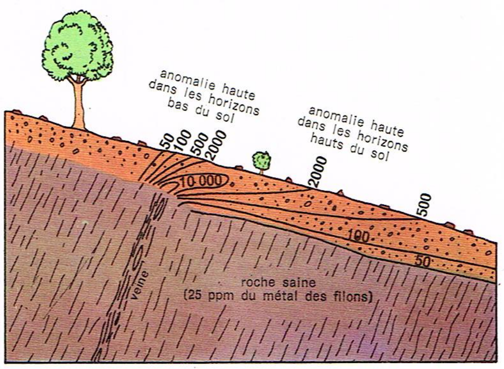
L'étude de la dispersion secondaire, ou épigénétique, sert à la recherche superficielle de corps miniers masqués par des terrains de couverture, et à localiser le développement des veines de minerais enfouis.

S.E.F.

I.G.D.A.

▲ Ci-dessus, explosion de mine dans le plus grand gisement minier de cuivre du monde (Chuquicamata, Chili).
En haut, à droite, carte schématique de la mine (nº 2, niveau 457) de Balmat (New York) montrant les isothermes (lignes d'égales températures) déduites de la teneur en fer de la blende.
▼ A gauche, auréoles de dispersion des éléments métalliques présents dans certaines régions de l'Arizona. Les roches sont essentiellement des calcaires et dolomies, parfois métamorphiques (F = zone de faille).
A droite, anomalie de dispersion dans un sol résiduel.

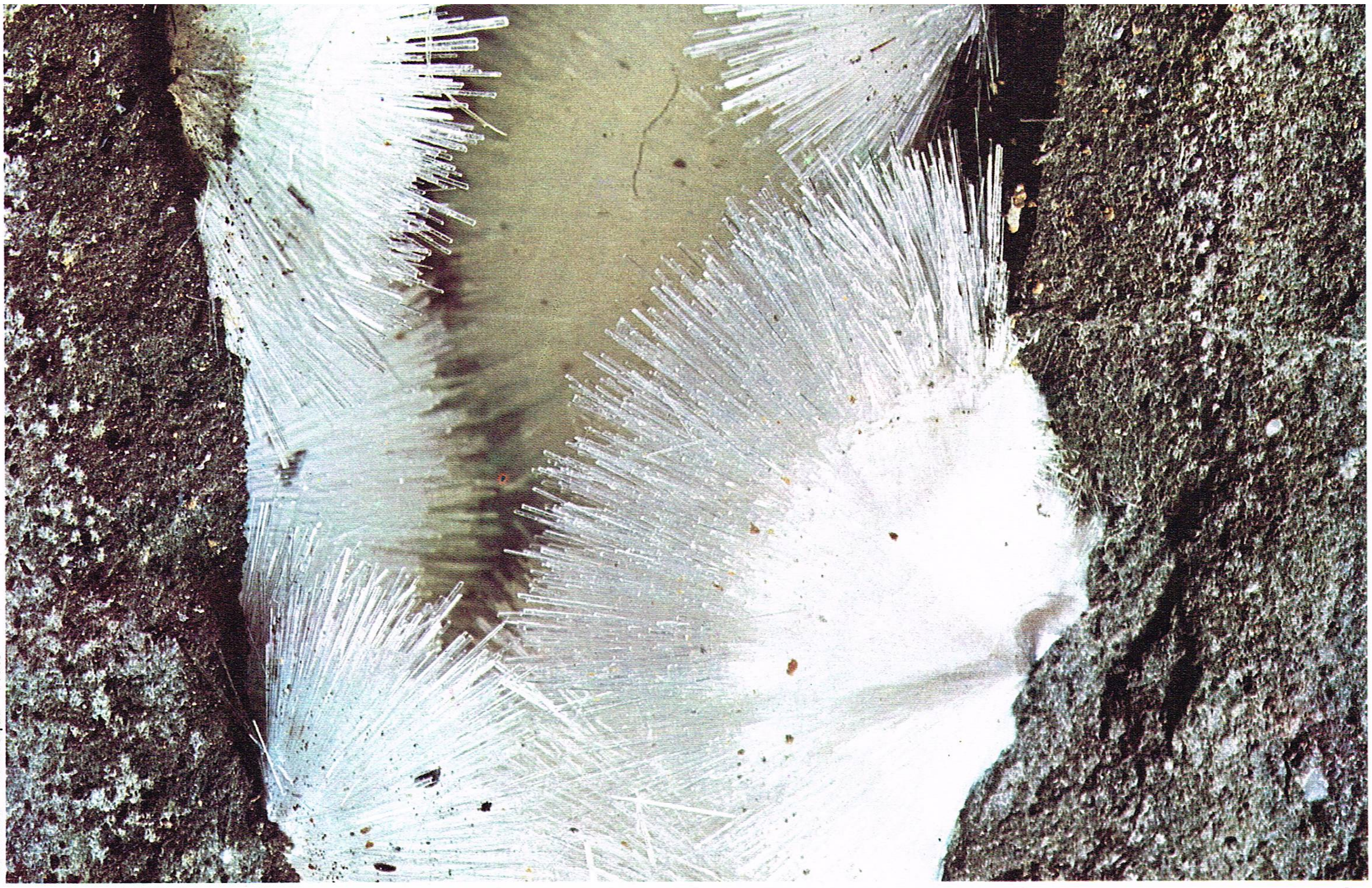




I.G.D.A.

BIBLIOGRAPHIE

GOLDSCHMIDT V. M., *Geochemistry,* Clarendon Press, Oxford, 1954. - HAWKES H. E., WEBB J. S., *Geochemistry in Mineral Exploration,* New York, 1962. - MASON B., *Principles of Geochemistry,* J. WILEY & SONS, New York, Londres, Sidney, 1952, 1958, 1966. - RANKAMA K., SAHAMA Th. G., *Geochemistry,* Chicago University Press, Chicago, 1950. - RINGWOOD A. E., *Advances in Earth Science,* Hurley, Massachusetts Editorial Press, 1964. - SMITH F. G., *Physical Geochemistry,* Addison-Wesley, Massachusetts, Palo Alto, Londres, 1963. - TAYLOR S. R., *Physic, Chemistry of the Earth,* vol. VI, Pergamon Press, Oxford, Londres, New York, Paris, Francfort-sur-le-Main, 1965. - VLASOV K. A., *Geochemistry and Mineralogy of Rare Elements and Genetic Types of their Deposits,* S. Monson, Jerusalem, 1966.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *Actuellement, deux mille cinq cents espèces environ se partagent le règne minéral ; ici, une gerbe d'aiguilles blanches de* natrolite *provenant d'Altavilla.*

MINÉRALOGIE

Les sciences minérales à travers les siècles

La matière et l'homme primitif

Les origines des sciences minéralogiques se perdent dans la nuit des temps, à l'époque où les premiers hommes surent distinguer, dans leur environnement naturel, les diverses sortes de « pierres » qui leur permettaient de confectionner leurs premiers outillages. Pendant des millénaires, la recherche de minéraux utiles conditionna l'évolution des connaissances en ce domaine par la constatation des propriétés les plus intéressantes des nouveaux matériaux utilisés.

La découverte du polissage, par l'usure d'un minéral contre un autre plus dur, a permis l'éclosion de la période néolithique, et la gravure sur pierre (ou sur d'autres matières dures) contenait en germe l'art lapidaire avec l'invention du sceau et la mise au point du langage écrit.

L'emploi des premiers métaux (cuivre, or) permettra aux hommes de la fin du Néolithique de constater d'autres propriétés de la matière (fusion et malléabilité). Ces progrès entraîneront ainsi l'humanité naissante vers une autre forme de civilisation : à l'âge des cités, l'emploi des métaux remplacera peu à peu la pierre, l'os ou le bois dans la vie quotidienne.

La métallurgie, par le biais du traitement des minerais, puis l'utilisation des substances minérales en médecine jetteront les bases d'une science empirique et spéculative à caractère demi-magique, l'alchimie, dont le contenu sera suffisamment riche pour évoluer de plus en plus rapidement à partir du XVIe siècle vers une science plus exacte.

Les plus anciennes observations minéralogiques remontent aux Phéniciens, grands découvreurs de nouvelles sources d'approvisionnement du monde antique en matières métalliques. L'apport du monde oriental à la minéralogie empirique est encore attesté par certains noms actuels de minéraux dont l'origine est indienne ou babylonienne (corindon, saphir, etc.), noms qui nous sont parvenus au travers de notre héritage culturel grec. Le successeur d'Aristote au lycée d'Athènes : Théophraste (372-287 av. J.-C.) est le plus ancien auteur connu chez qui on trouve cités des minéraux, parmi lesquels on peut noter le cinabre et l'hématite. Le test de dureté pour la reconnaissance des espèces minérales était connu, et le calcul des densités était possible depuis Archimède (287-212 av. J.-C.) par la méthode hydrostatique.

Premières théories atomiques

Les premières idées exactes sur la constitution atomique de la matière ont probablement été professées aux Indes, au début du premier millénaire avant J.-C., par l'école des Vaicesiskas. On ne sait pas si les Grecs avaient eu connaissance de ces idées ou s'ils les avaient également élaborées de leur côté. Toujours est-il que l'on attribue l'invention de la théorie atomique de la constitution de la matière à Leucippe de Milet et à son élève et ami Démocrite d'Abdère (460-370 av. J.-C.). Ce dernier supposait un vide à travers lequel se meut la matière, composée d'un nombre infini d'atomes indivisibles, homogènes dans leur substance, mais de poids et de dimensions variables. Dans le mouvement perpétuel des atomes, ceux qui sont de poids égal cherchent à s'unir pour former divers corps, mais lorsqu'ils sont heurtés par des atomes de vitesse différente, ils se désagrègent. Épicure de Samos (341-271 av. J.-C.) développa un peu plus cette théorie ; elle sera encore perfectionnée par Lucrèce (100-50 av. J.-C.) et quelque peu modifiée d'un autre côté par Asclépiade (130-40 av. J.-C.), qui affirmait, probablement sous l'influence des idées d'Aristote qui se figeront tels des dogmes pendant deux millénaires, que les atomes étaient divisibles. La thèse atomique sommeillera pendant dix-sept siècles, ressurgissant ici et là dans les écrits d'esprits universels, tels saint Isidore de Séville (560-636 ap. J.-C.) ou Salomon Ben Gabirol, dit Avicébron (1020-1058, Saragosse), ou encore dans ceux de Guillaume de Conches et Nicolas d'Autricourt au XIIe siècle.

Minéralogie empirique et alchimie

Le mode de pensée atomiste, extraordinairement fécond, a été supplanté pendant deux mille ans par un autre courant de pensée qui ne sera rejeté définitivement qu'à la fin du XVIIIe siècle. La théorie des éléments

▶ *Les origines des sciences minéralogiques sont très anciennes et les premières observations remontent aux Phéniciens. Ici, deux des illustrations d'Hortus sanitatis, traité d'un anonyme de la fin du XVe siècle. Dans ce manuel de botanique, de zoologie et de minéralogie, les minéraux sont inscrits par ordre alphabétique avec leurs vertus magiques et prophylactiques supposées.*


De Lapidibus

arabic⁹ grosse viriditatis. sʒ nõ trãslucid⁹ sicut smarald⁹. 7 ẽ mollis ¶ Fert q̃ ỽtutẽ bẽat custo diẽdi gestantẽ se a nocuis casib⁹. Et sup cuna bula infantiũ. Hoc aũt in lapidario suo enax

Capitulum. lxxxiij

Enphites. Alber. Mẽphites ẽ lapis a ciuitate egipti q̃ mẽphis vocat. q̃ dz vt ignis calere. virtute quidẽ nõ actu

Operationes

¶ Dictritus et in aqua mixtus in potu detur vrendis vel secandis. quia inducit insensibili tatẽ ne sentiat cruciandus. Hocidẽ ait Enax in lapidario suo.

Capitulum. lxxxiiij

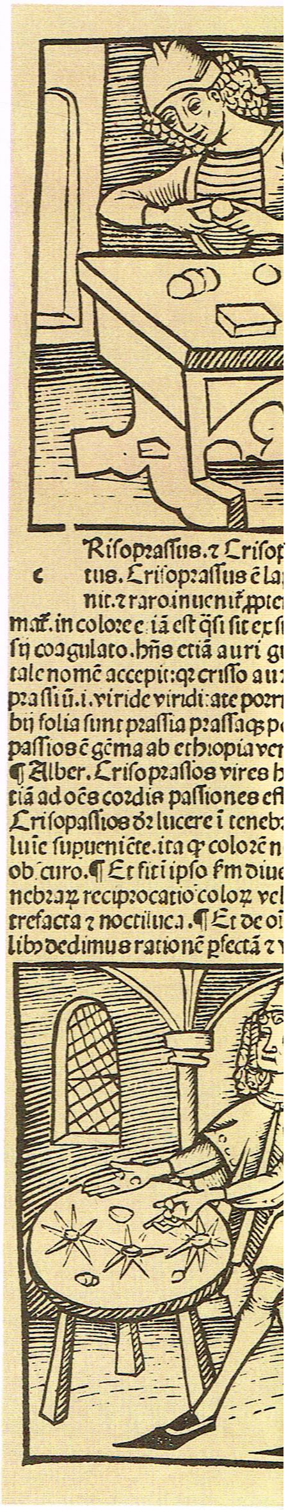
Edus. Dyas. Medus lapis ẽ niger q̃ trit⁹ emittit croceũ colorẽ. Alb. Lapis medus vel medo dz q̃ a regiõe medo/ rũ fert vbi plẽs iueniunt Sunt aũt hui⁹ spẽs due vnus niger 7 alter viridis

Operationes

¶ Alb. Hui⁹ ỽtutẽ ẽẽ dicũtʒ vetere podagrã. oculoꝝ cecitatẽ. 7 nefreticã passionẽ. etiã refoue re dz fessos 7 debiles ¶ Fert etiã q̃ fragmenta nigri si in aq̃ ca. missa fuerit. 7 se q̃s i aq̃ illa la/ uerit incurrit mẽbroꝝ excoriatõẽʒ. 7 si ex ea bi/ berit pibit vomendo ¶ Dyas. Est aũt duplicis potẽtie. s. bone 7 male. nã trit⁹ in cote medicia li cũ lacte muliebri (q̃ sel' creauit pmo prupue/ rũ) 7 iunct⁹ albugies curat oculoꝝ. 7 oẽm illo rũ dolorẽ etiã si despatus fuerit medʒ podagri cos ¶ Eodem mõ cũ lacte ouis q̃ sel' gen uit ma sculũ sanat. Renes 7 anhelit⁹ 7 iteriores ptes corpis Hoc medicamẽ ppatũ hẽas in vase vi/ treo vel argenteo 7 psice ictum⁹. ad vindictã q̃ʒ supra cotẽ 7 da cui vis. 7 lauet faciem et extica bit. ¶ Si quis autem ex eo biberit. pulmoneʒ vomet ¶ Optʒ aũt biberi paululũ dare vt non saciet. Inuent⁹ ẽ aũt iuxta fluuiũ fasin.

Capitulum. lxxxv

Ogra. Sera. Mogra ex ea est ques dam que defert ex terris sinos. 7 melior ex ea est grauis densa cuius color nõ est diuersus. 7 ẽ sicut color epatis aut sãguinis nõ hñs lapidẽ. Et q̃ñ ponit in aqua dissoluit facile et crescit. Illa ꝓo mogra q̃ vtunt carpen



C. Dani

d'Aristote (384-322 av. J.-C.) professait que le ciel et la terre étaient deux mondes opposés, l'un empli d'un éther inaltérable et immuable, l'autre où toute chose est un composé des quatre éléments : air, eau, feu, terre, en constante transformation. Aristote avait nié l'existence des atomes pour des raisons d'ordre mathématique : il acceptait l'idée de nombre infiniment petit alors que, pour les matérialistes grecs, la notion d'atome imposait celle d'unité indivisible.

Après l'effondrement de l'Empire romain d'Occident, l'Europe fut redevable à l'Islam de la restitution d'une grande partie du savoir de l'Antiquité. Traduite en langue arabe, la science grecque, qui plongeait ses racines dans le savoir des Babyloniens et des Égyptiens, imprègne les deux sortes d'ouvrages connus du Moyen Age : les multiples « Lapidaires », produits de compilations excessives et dont le plus intéressant est le fameux *De gemmis* de l'évêque de Rennes, Marbodus (1035-1123), et les ouvrages d'érudition des Encyclopédistes arabes et chrétiens. La science de cette époque était celle d'Aristote et de Pline l'Ancien (23-79 ap. J.-C.), dont les derniers volumes de l'*Histoire naturelle* (t. 33 à 37) étaient consacrés aux minéraux. A cela s'ajoutent les multiples observations empiriques des alchimistes croyant à la transmutation des métaux et des métallurgistes dont les recherches, plus pratiques, sur le traitement des minerais débouchaient sur de nouvelles connaissances des réactions chimiques et la découverte de corps simples ou de sels nouveaux.

En Orient, les alchimistes Geber (VIIIe siècle), Rhazès (IXe siècle), Avicenne (980-1037) et Averroès (1126-1198) firent progresser les connaissances chimiques



Tractatus

Capitulum.xxxviij.

Risolitus.ꝛ Crisolansis. Dyas. Crisolitus lapis lucidissim⁹ est ꝛ similis auro. Albert⁹. Lapis crisolitus est in colore habens tenuē viriditatē lucidam in qua ad oculū solis micat vt stella aurea. ꝛ nō est rarus. ¶ ysidorus. Crisolansis est gemma ex auro et igne vocata. dic siquidē est aurea ꝛ noctu ignea. Hanc gignit ethyopia.

Operationes.

¶ Albertus. Dicit ꝙ crisolitus spiritualia confortat. propter quod tritus asmaticis dat. Fertur etiā ꝙ perforatus ꝛ setis asini in foramine repletus ac sinistro brachio alligatus fugat timores melancolicos pessimos. ꝛ hoc dicit in phisicis ligaturis. ¶ In auro etiā positus ꝛ gestatus fugat fantasmata. ¶ Et dicūt quidā ipsum stulticiam pellere: ꝛ sapientiā adducere. ¶ Dyasco. Hic applicat (videlicet crisolitus) rasure auri filateriū est ꝛ tutamen aduersus nocturnos timores. Pertusus ꝛ traiectus cū setis asini ꝛ in brachio sinistro ligatus oīa demonia vincit.

Capitulum.xxxix.

Ristallus. Albert⁹. Lapis cristallus qui aliquādo fit ex frigore. aliquando aūt ex niue. sicut sepe experti fuimus. ꝛ in germania vbi multi inueniuntur. Uterq; autē modus generationis facilis ex superioribus erat manifestus.

Operationes.

¶ Hic lapis frigid⁹ oculo solis oppositus ignē

égyptiennes et alexandrines, notamment par leurs travaux sur la combinaison du soufre aux métaux et la préparation des amalgames.

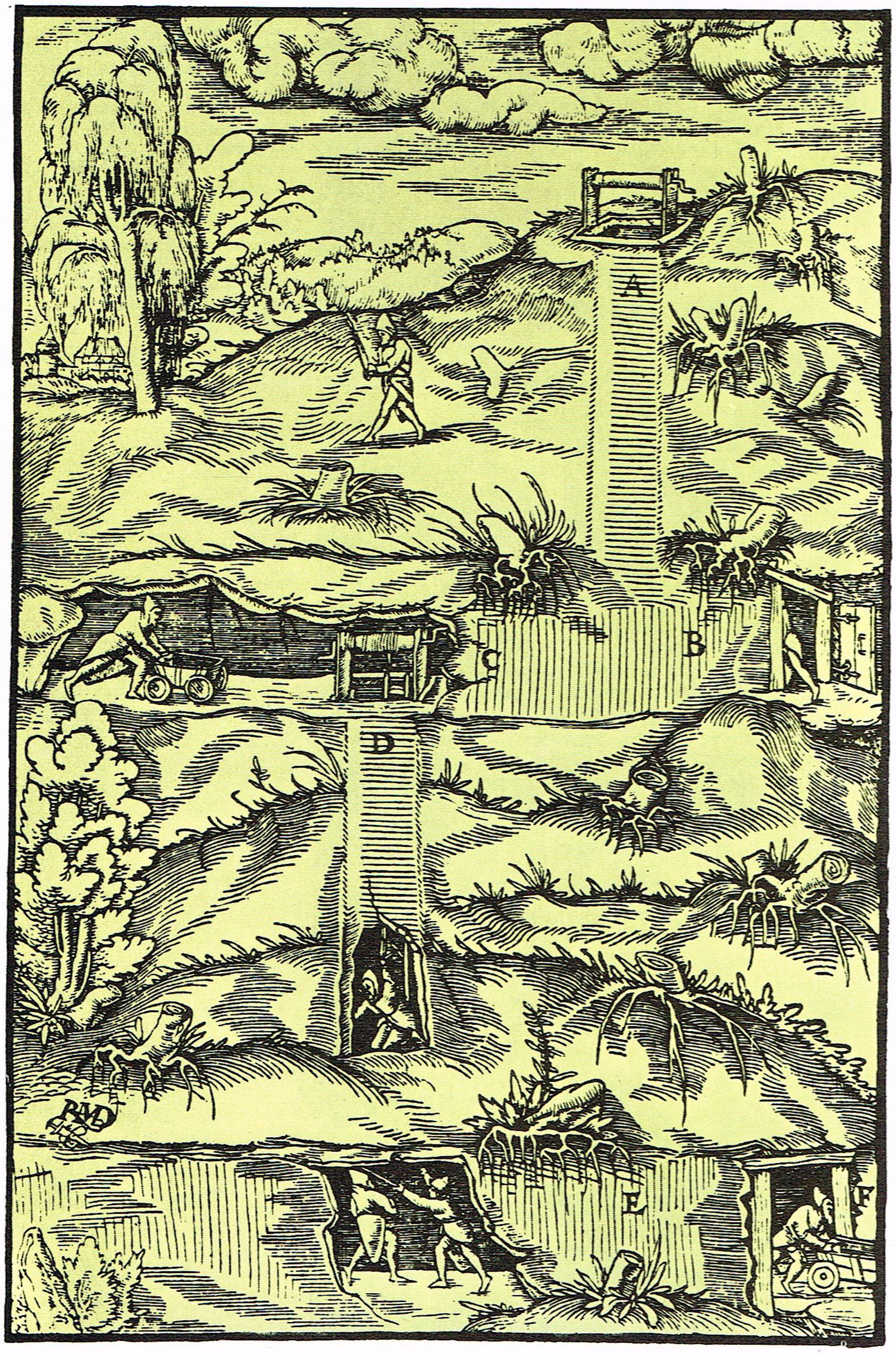
En Occident, Alain de Lille (1120-1202), Vincent de Beauvais (1190-1264), Roger Bacon (1214-1294), Raymond Lulle (1235-1315), Arnaud de Villeneuve (1240-1312), Nicolas Flamel (1330-1418) et Basile Valentin (mort en 1413), qui découvrit l'antimoine et le bismuth, comptent parmi les alchimistes les plus célèbres. Un grand nom domine la science du Moyen Age, celui du Grand Albert (1193-1280) ; son enseignement parisien (1245-1248) attirait une foule considérable sur une place qui porte aujourd'hui son nom : la place Maubert (de Magister Albertus). Il dépouilla les travaux des Arabes et des rabbins qui avaient apporté en Occident la traduction des œuvres d'Aristote et fut l'un des plus grands expérimentateurs de l'époque (affinage de l'or, préparation des nitrates métalliques, étude du soufre et de différents sels). On lui doit aussi la première étude sur la notion d'affinité.

L'évolution des idées pendant la Renaissance marque un tournant décisif en matière d'alchimie. De nombreuses et minutieuses observations sur le terrain jettent les bases des « Sciences de la Terre ». Les plus grands esprits s'intéressent à tout ce qui les entoure et défendront la méthode expérimentale. Léonard de Vinci (1452-1519) est l'un des premiers à reconnaître l'origine animale des fossiles et constater que l'air n'est pas utilisé totalement par la respiration ; c'est là le tout premier germe d'une idée qui ébranlera plus tard la théorie des éléments d'Aristote. C'est également à Léonard de Vinci que l'on doit l'une des premières études systématiques de la résistance des matériaux. Le Suisse Paracelse (1493-1541) s'intéressera à la chimie et aux minéraux pour leur emploi en médecine.

Georgius Agricola (1494-1555) donna, dans ses livres consacrés aux sciences minérales, le résumé des connaissances de son temps en minéralogie, en métallurgie et en art des mines. Bernard Palissy (1510-1589) jeta les premières bases de la cristallographie ; on lui doit une théorie rationnelle de la formation des cristaux, des descriptions de leurs formes qui, selon lui, étaient spécifiques et variables suivant leur nature ; il compara aussi leur formation dans la nature avec la cristallisation des sels dans une solution. En paléontologie, il mit en évidence l'identité de nombreux fossiles avec les formes actuelles, dont il distingua les formes marines des formes fluviatiles. Lors de conférences publiques à Paris, il montrait souvent les minéraux de sa « petite académie », ensemble de diverses collections formant le tout premier des « Cabinets d'histoire naturelle » que l'on connaisse. Au XVIIe siècle, la physique, par l'usage des mathématiques, était dégagée des erreurs des savants et des alchimistes du Moyen Age. Robert Boyle (1627-1691), physicien et chimiste, montra que la théorie des éléments d'Aristote était arbitraire, mais il ne parvint pas à convaincre ses contemporains ; on lui doit de nombreuses mesures précises de la densité des minéraux, la définition des acides, la découverte de l'hydrogène et une toute première conception moderne des éléments chimiques. Nicolas Sténon (1638-1686) posa les bases de la géologie stratigraphique en reconnaissant que les couches fossiles correspondent à des dépôts successifs, les plus anciens étant les plus profonds. Il avança aussi l'idée que les couches devaient être inclinées et déformées par les mouvements du sol. En cristallographie, il observa que les faces de la pyrite, de l'oligiste et du quartz formaient toujours entre elles les mêmes angles.

Au XVIIe siècle, quelques belles découvertes constituèrent les bases de l'optique. Willebrord Snell (1580-1626) trouva, en 1620, la loi de la réfraction qui sera énoncée sous sa forme actuelle en 1637 par René Descartes. La double réfraction sera découverte dans le spath d'Islande par Érasme Bartolin en 1669 et Christian Huygens (1629-1695) laissera de beaux travaux sur la réfraction et la polarisation de la lumière. A cette époque, la chimie n'était pas une science exacte, même si Lémery (1645-1715) tentait d'expliquer les réactions chimiques par la mécanique. Durant ce siècle, la minéralogie ne pouvait encore se développer. Elle ne le pourra que lorsque Axel Frederik de Cronstedt (1722-1765) rapprochera quelque peu la minéralogie de la chimie et publiera, en 1758, sa classification des minéraux. Elle prendra corps tout d'abord d'une manière empirique, par le développement de méthodes basées sur les caractères extérieurs des minéraux en vue de leur identification et de l'emploi du chalumeau de Cronstedt et des réactions aux acides. Johan-Gotsch Wallerius (1709-1785) publiera son *Traité* en 1779, Abraham-Gottlob Werner (1750-1817) ses *Caractères externes des minéraux* en 1787. L'œuvre de ce dernier peut être considérée comme le sommet de la minéralogie empirique ; on lui doit de nombreux noms de minéraux et la théorie du neptunisme sur la formation des gisements.

Il est curieux de constater dans la plupart des traités du XVIIIe siècle le peu d'intérêt accordé aux formes cristallines. Dans l'œuvre de Buffon (1707-1788), dont l'*Histoire naturelle* résumait les connaissances empiriques de l'époque en géologie, on est étonné de voir cet illustre Intendant du « Jardin du Roi » prendre ses distances



C. Dani

▲ ***Une planche illustrant le* De re metallica *d'Agricola (1494-1555), montrant le système des galeries d'une mine.***

avec toute théorie fondée sur la géométrie des cristaux. Malgré les écrits de Palissy, les travaux de Sténon sur l'oligiste, la pyrite et le quartz, ceux de Guglielmini (*Possibilité de faire dériver les formes d'un sel cristallisé de l'une d'elles choisie parmi les plus simples,* 1688) et l'œuvre de Mikhaïl Vassilievitch Lomonossov (1711-1765), il est vrai assez peu connue chez nous, il faudra attendre 1772 pour que Romé de l'Isle (1736-1790) publie un travail d'ensemble cohérent sur les formes cristallines, employant même le nom de cristallographie pour la première fois.

A travers cette évolution, apparaît un problème d'une extrême importance dans l'histoire de l'humanité : l'interdépendance des sciences dans l'évolution des idées. L'erreur de base avait été d'ériger en véritable dogme la théorie des éléments d'Aristote (ce qui du reste trahissait les conceptions philosophiques de ce grand savant grec !). Le plus grand mérite d'Antoine-Laurent de Lavoisier (1743-1794) aura été de démontrer expérimentalement que cette théorie des éléments ainsi que celle du phlogistique de G.-E. Stahl devaient être répudiées définitivement.

Chimie et minéralogie scientifiques

En introduisant l'usage systématique de la balance, Lavoisier fonda la chimie moderne sur une loi méconnue jusqu'alors : « Rien ne se perd, rien ne se crée », et, grâce à un nombre considérable d'expériences, il établit la composition de l'air et de l'eau, le mécanisme de la combustion et distingua les corps simples des combinaisons (oxydes, etc.).

En 1787, avec Guyton de Morveau, Berthollet et Fourcroy, Lavoisier établira une nomenclature chimique dont les traits essentiels ont subsisté jusqu'à nos jours et qui indique dans le nom composé la nature des éléments qui y entrent.

Né la même année que Lavoisier, René-Just Haüy (1743-1822) laissera une œuvre scientifique considérable. Créateur de la cristallographie mathématique, il éleva véritablement la minéralogie au rang de science. Son *Essai d'une théorie sur la structure des cristaux,* écrit en 1784, fit sensation à l'Académie des sciences. Ses travaux de minéralogie descriptive lui ont permis de décrire un grand nombre d'espèces nouvelles, et de nombreux noms créés par lui sont encore employés de nos jours (orthose, amphibole, pyroxène, euclase, axinite, stilbite, épidote, apophyllite, disthène, sphène, etc.). Il fit analyser un grand nombre de minéraux par Vauquelin (1763-1829), qui découvrit le chrome et le bérylium. A sa mort, il avait mesuré et calculé 1 040 variétés de formes de cristaux qui restent le plus important ensemble de types cristallographiques connus ; on peut citer parmi ses découvertes la loi de symétrie, l'anisotropie des cristaux et la loi des caractéristiques entières limitant les orientations des troncatures des cristaux.

Le Muséum de Paris s'enorgueillit de posséder la plus importante collection historique du monde avec les manuscrits et les collections de minéraux et cristaux types de R.-J. Haüy (près de 8 000), ainsi que les collections de cristaux et de minerais de Romé de l'Isle (qui énonça la loi de constance des angles) et de nombreuses séries de minéraux étudiés et envoyés par les plus grands savants et voyageurs de cette époque. Dombey ramena d'Amérique du Sud les premières euclases et atacamites au Muséum ; Macquart donna les chromates de plomb de Sibérie à Haüy, qui en calcula les angles, et dans lesquels Vauquelin découvrit le chrome en établissant leur formule chimique. Dolomieu rapporta l'analcime de l'île des Cyclopes (Sicile) ; ce minéral fut étudié par Haüy, qui reçut aussi un fragment du premier « palladium » isolé par Wollaston en 1803, ainsi que des échantillons trouvés ou reconnus par Gismondi, Werner, de Bournon, Beudant, etc., ou analysés par Rose ou Klaproth (1743-1817) ; ce dernier propagea en Allemagne les théories de Lavoisier et analysa un grand nombre de minéraux en découvrant plusieurs corps simples.

Haüy reçut de Carl-Caesard von Leonhard (1779-1862) et de Jöns-Jacob Berzelius (1779-1848) d'importants envois d'Allemagne et de Suède. Ces deux savants vinrent à Paris lui rendre visite. A travers des lettres de Berzelius et des annotations de Haüy sur les échantillons, on peut suivre d'une manière vivante le prodigieux développement de la minéralogie à la charnière des XVIIIe et XIXe siècles, avec le développement de la chimie appliquée à l'analyse exacte des minéraux.

Berzelius fut l'un des plus grands savants de son temps. Il généralisa la notion de « radical » due à Lavoisier, distingua la chimie organique de la chimie minérale, introduisit l'usage de lettres pour représenter les symboles des éléments chimiques ; on lui doit aussi les concepts d'isomérie, d'allotropie, de polymérie, les lois de l'électrochimie et une théorie électrique de l'affinité chimique, ainsi que la découverte de plusieurs corps simples lors de l'analyse de minéraux nouveaux.

En Angleterre, reprenant l'idée de Lavoisier que la potasse, la soude, la chaux, la baryte ne sont pas des corps simples mais des oxydes, Davy (1778-1828) parvint à décomposer ceux-ci à l'aide de la pile, en isolant les métaux alcalins et alcalino-terreux (ce qui lui valut de recevoir la plus haute distinction de l'Académie des sciences française, malgré la guerre franco-anglaise).

A cette époque, beaucoup de savants étaient pluridisciplinaires ; Haüy était aussi botaniste, et Napoléon Ier lui commanda un traité de mathématiques à l'usage des élèves des grandes écoles. On comprend que la minéralogie et la chimie minérale purent évoluer ensemble

grâce aux travaux d'hommes comme Vauquelin, Klaproth, Berzelius dont la culture scientifique était exceptionnelle.

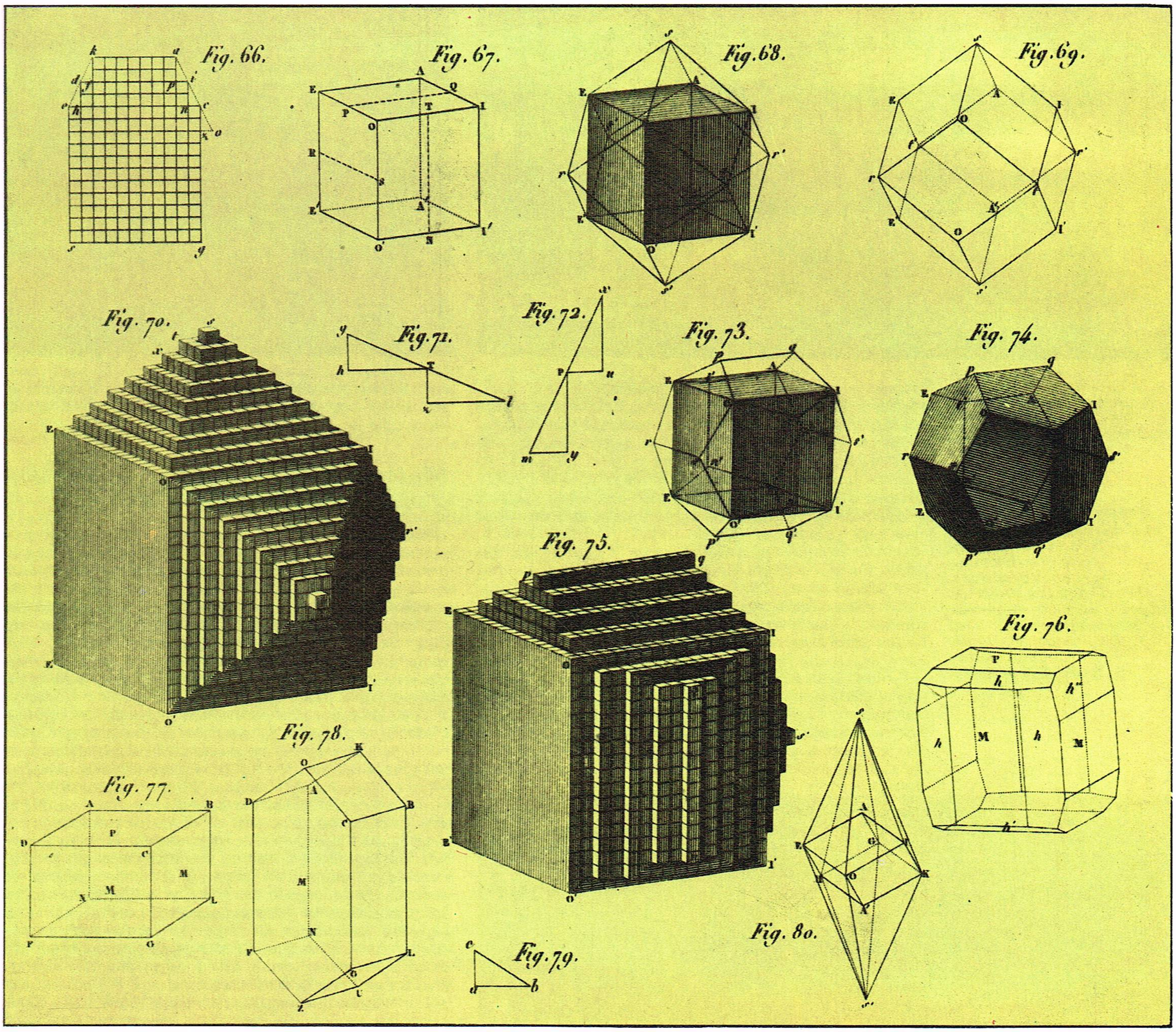
John Dalton (1766-1844) était aussi bien excellent chimiste que physicien ; il donna une base scientifique et quantitative à la théorie atomique des Anciens, en observant que cette théorie permettait à la fois d'interpréter les propriétés physiques des gaz et d'expliquer les lois pondérales des combinaisons chimiques. D'ailleurs, tout devenait simple lorsque l'on admettait l'atome. Les lois fondamentales de la chimie purent être énoncées au début du siècle dernier : la loi des proportions multiples en 1806 par Proust (1754-1826), qui analysa bon nombre de minéraux (dont la proustite) ; la loi des rapports simples en 1807 par Dalton ; la loi des nombres proportionnels par Richter (1762-1807) et les lois des volumes par Gay-Lussac en 1808 (1778-1850), et, en 1819, la loi de l'isomorphisme de Mitscherlich (1794-1863).

A la suite des travaux de Romé de l'Isle et de R.-J. Haüy, la cristallographie se développa (apparemment) dans deux directions. En Allemagne, Christian-Samuel Weiss (1780-1856) fit connaître les théories de Haüy mais orienta ses propres travaux, avec la loi des zones, vers une autre explication de la théorie cristallographique. Weiss exprima la position des faces cristallines par rapport aux trois axes des cristaux. Un autre cristallographe allemand, Naumann, montra que toutes les faces cristallines possibles peuvent être définies par l'intersection de deux zones. Ce fait est une conséquence de la rationalité des indices découverts par Haüy ; les travaux de son élève Gabriel Delafosse (1796-1878), qui eut le premier l'idée du *réseau cristallin,* montrèrent que les deux lois d'Haüy et de Weiss ne sont que les « expressions diverses d'un même fait et sont contenues l'une et l'autre dans le principe des assemblages réticulaires », comme le dira A. de Lapparent dans son célèbre *Cours de minéralogie,* publié en 1884.

La notation cristallographique actuellement employée est celle de Miller. On doit les premiers développements mathématiques de la théorie réticulaire des cristaux à Auguste Bravais (1811-1863), qui montra l'existence de quatorze types de réseaux. Ces travaux furent parachevés vers la fin du siècle dernier par Schœnflies et Fiodorov, qui élaborèrent une théorie géométrique des groupes spatiaux (groupes de symétrie).

En 1912, les travaux de Max von Laue (1879-1960) puis de William-Henry Bragg (1862-1942) et de son fils William-Lawrence Bragg, né en 1890, prouveront la réalité de la conception du réseau cristallin par la diffraction des rayons X dans les cristaux. Pour l'optique

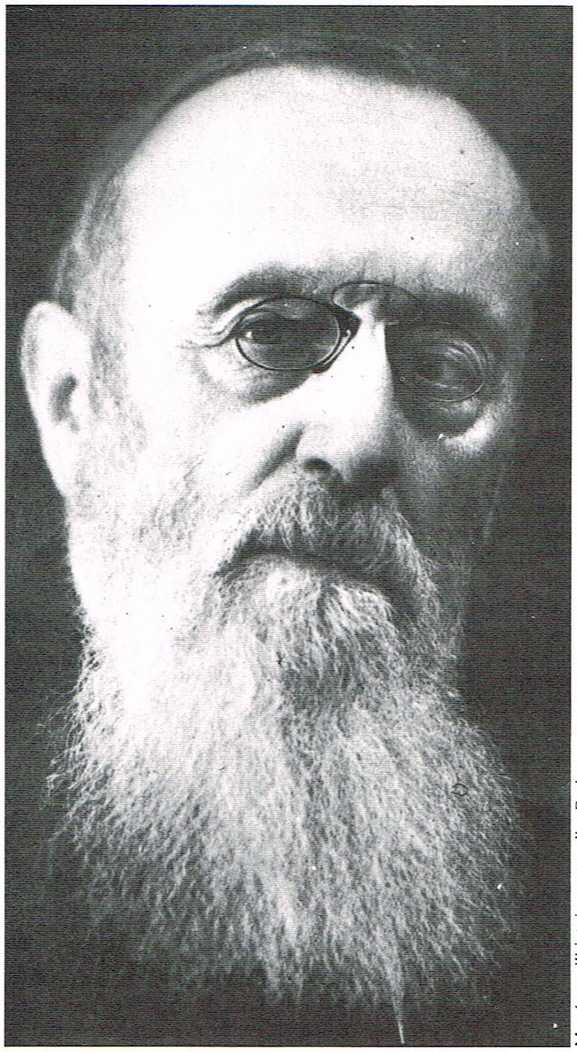
▼ *Une planche du* **Traité de cristallographie** *de* **R. J. Haüy** *(1822) montrant les relations existant entre diverses formes cristallines.*



C. Dani



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



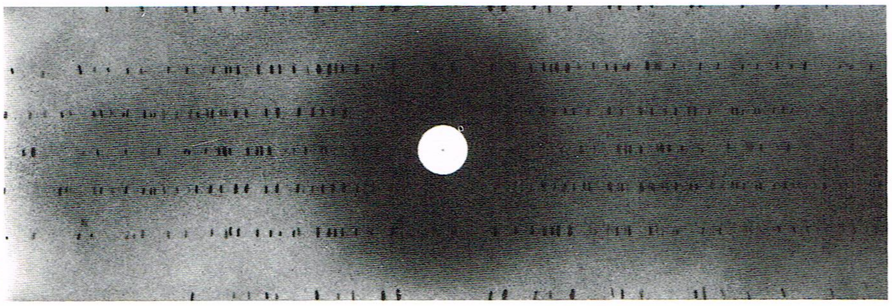
Muséum d'histoire naturelle, Paris

▲ *A gauche, deux cristaux de proustite provenant de Chañarcillo (Chili) et conservés au British Museum de Londres (n° 84698). A droite, portrait d'Alfred Lacroix (1883-1948), pétrographe et minéralogiste français : on lui doit notamment une classification des roches éruptives, la création de plusieurs noms d'espèces minérales nouvelles et des études de volcanologie, en particulier sur la montagne Pelée.*

cristalline, trois noms dominent le XIXe siècle : Jean-Baptiste Biot (1744-1862), Dominique-François Arago (1786-1853) et Augustin-Jean Fresnel (1788-1827).

En minéralogie descriptive, on se doit de citer les travaux de François-Sulpice Beudant (1787-1850), qui créa de nombreux noms de minéraux, ceux d'Alfred Louis-Olivier Descloizeaux (1817-1897), d'Alfred Lacroix (1863-1948), dont l'œuvre est considérable et des Dana (père et fils) de l'université de Yale, qui laissèrent un *Système de minéralogie* (1827) et un *Recueil de minéralogie* (1898) qui sont les ouvrages les plus connus des minéralogistes du monde entier.

Chimie minérale, minéralogie, cristallographie, physique du solide, nécessairement divisées par l'étendue du savoir actuel, ne l'étaient pas autant au début du siècle dernier. La relation de la minéralogie avec les autres sciences peut être illustrée par les travaux de quatre générations de chercheurs remarquables : Antoine-César Becquerel (1788-1878), qui étudia les propriétés électriques des minéraux, son fils Edmond (1829-1891), qui fit des recherches sur les infrarouges, leur action sur les sels et les minéraux, son petit-fils Henri (1852-1908), qui découvrit la radio-activité en 1896 au Muséum, et son arrière-petit-fils Jean-Antoine Edmond (1878-1946), qui étudia les propriétés magnéto-optiques des cristaux.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Méthodes d'étude pour la création d'une nouvelle espèce minérale

Dépôts marins sur les grèves, géodes dans la roche : autant d'images qui surgissent lorsqu'on évoque la formation des minéraux. Que cette formation soit le fruit de longs cheminements d'eaux souterraines, de dépôts fumerolliens ou de lentes cristallisations au sein des roches en fusion, le public peut encore se faire une idée plus ou moins exacte de la naissance des minéraux. Mais seuls les spécialistes connaissent les multiples et minutieux examens qu'un minéral inconnu doit subir pour prendre place parmi les espèces décrites.

Chaque année, de nouvelles espèces sont créées, d'autres discréditées et rattachées à des espèces antérieurement connues. C'est le cas, par exemple, de certains mélanges de minéraux dont l'homogénéité n'était qu'apparente et que seules de longues études de laboratoire ont pu mettre en évidence. Car le mot « minéral » se définit ainsi : substance homogène de formation naturelle.

La plupart des minéraux sont cristallisés, c'est-à-dire que les atomes, les ions ou les molécules qui entrent dans leur composition sont régulièrement répartis et orientés dans l'espace en fonction de leurs forces de liaisons. On nomme *structure cristalline* cette répartition régulière (périodique) de la matière, et *formule structurale* la nature et la quantité des corps simples combinés dans le minéral. Formule chimique et structure cristalline, indissolublement liées, sont les deux caractéristiques qui différencient les espèces minérales entre elles. Car il existe des espèces qui possèdent une composition iden-

tique sans avoir la même structure, alors que d'autres espèces possèdent des structures voisines tout en présentant une composition chimique différente.

Actuellement, deux mille cinq cents espèces environ se partagent le règne minéral. Nous n'expliquerons pas ici leurs différents modes de formation. Nous imaginerons la découverte d'un minéral inconnu et nous examinerons les multiples difficultés qui ne manqueront pas de surgir lorsque nous voudrons lui donner un état civil.

Le minéral est découvert en place dans une roche, pris dans la masse ou implanté sur les parois d'une fissure ou d'une géode. Détachés, les échantillons sont placés dans des boîtes, soigneusement protégées jusqu'à leur arrivée au laboratoire. On note les circonstances de la découverte de la minéralisation, la localisation exacte du gisement, la morphologie du lieu et le cadre géologique. On prélève également en place un échantillonnage complet des roches environnantes pour tenter d'expliquer le mode de formation et d'association *(paragenèse)*.

On pourrait croire que le principal est fait, mais les spécialistes pensent tout autrement. Trouver un minéral et l'observer à la loupe n'est que le début d'une suite ininterrompue d'expériences qui, depuis la simple observation de son faciès au moment de la découverte, se poursuivront par l'étude approfondie de ses propriétés les plus cachées jusqu'à ce que minéralogistes, cristallographes et physiciens du solide aient épuisé le formidable arsenal de moyens de recherches et d'appareils que la science actuelle met à leur disposition.

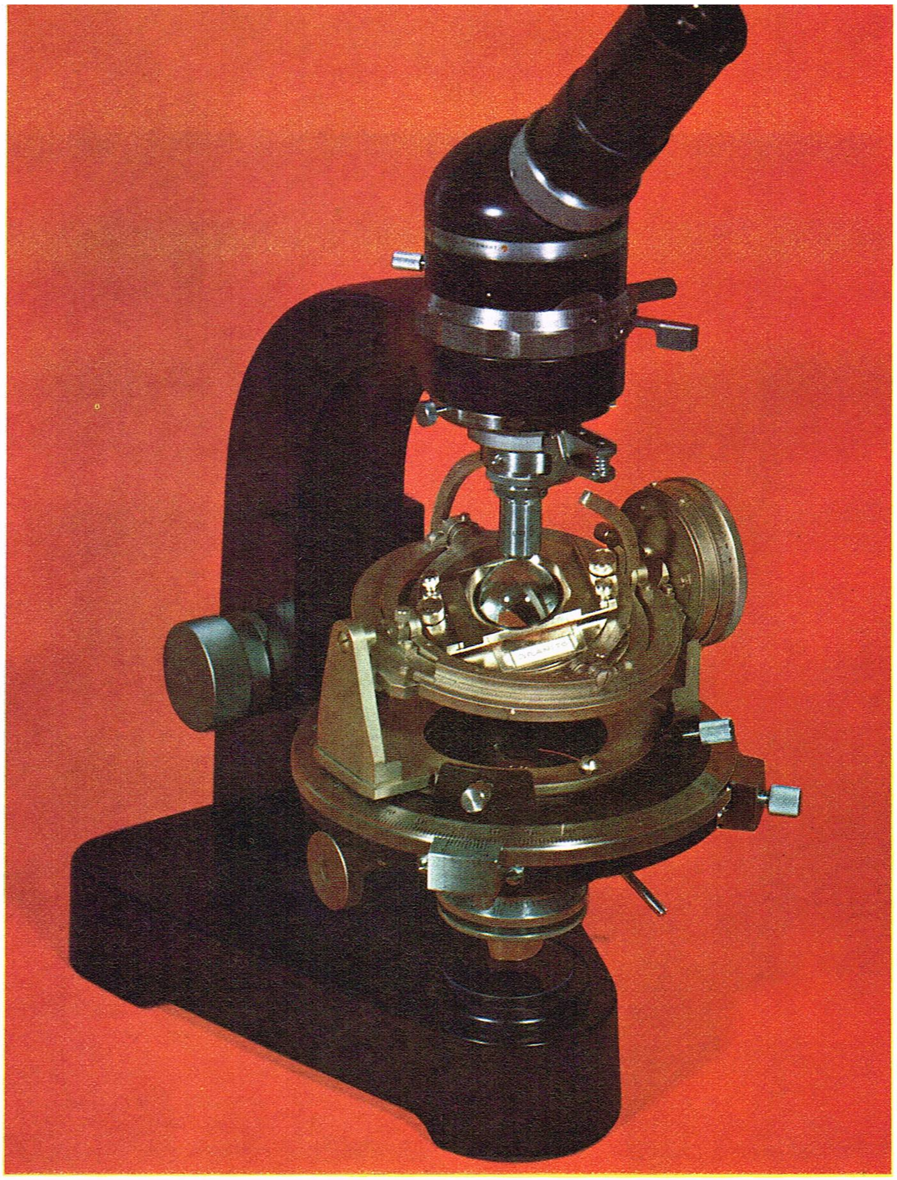
L'observation se poursuit en laboratoire, généralement à l'aide d'une loupe binoculaire stéréoscopique, d'un grossissement variant entre 6 et 40 fois. On note l'aspect du minéral, sa couleur, l'éclat de sa cassure et, s'il se présente en cristaux, leur forme, leurs dimensions et éventuellement la position des plans de clivages, s'il en existe.

On réalise un dessin à main levée d'un des cristaux pour essayer de déterminer son système cristallin. On note aussi le développement, la position et l'aspect des faces (stries, figures de corrosion, brillance), prélude à l'étude goniométrique qui doit s'effectuer en même temps que l'étude radiocristallographique. Car les formes géométriques du cristal dépendent étroitement de l'organisation de sa structure. Les propriétés physiques du minéral sont également liées à son système cristallin, et c'est par l'étude de ses propriétés physiques que l'on arrive, en l'absence de cristaux, à déterminer le type de symétrie auquel il appartient (il existe quelques minéraux amorphes, c'est-à-dire sans structure organisée, mais ils constituent une exception).

Tentatives de détermination de l'espèce

Lorsque le minéral est soluble dans les acides, la première des méthodes employées en vue de son identification est la *micro-analyse chimique qualitative*. Celle-ci a l'avantage de n'utiliser qu'une très petite quantité de substance et permet, en quelques essais très caractéristiques (coloration ou formation de cristaux observables sous la loupe binoculaire), de mettre en évidence les principaux corps chimiques contenus dans la substance analysée. Cette méthode oriente immédiatement l'étude du minéral vers le groupe d'espèces auquel il est susceptible d'appartenir. Dans certains cas, la micro-chimie qualitative ne peut pas être utilisée avec succès, en particulier pour l'étude des silicates, dont trois cents espèces possèdent à peu près la même composition chimique. On aura alors recours à un ensemble d'expériences basées sur l'interaction de la structure cristalline avec différentes ondes électromagnétiques.

Nous savons que lorsqu'un rayonnement électromagnétique pénètre dans un cristal, les électrons des atomes constituant l'édifice cristallin sont accélérés et rayonnent à leur tour sur la même fréquence que l'onde incidente. Si le rayonnement incident est d'une longueur d'onde qui se situe dans la gamme du visible, c'est-à-dire s'il s'agit de lumière, on obtiendra des phénomènes de réfraction qui seront à l'origine de l'étude optique du minéral. Mais si le rayonnement incident est d'une longueur d'onde beaucoup plus courte, de dimension voisine de celle qui sépare les atomes dans les édifices cristallins (c'est le cas des rayons X), on obtiendra alors des phénomènes de diffraction qui permettront l'étude des structures et la détermination des intervalles interréticulaires (distances entre les plans d'atomes).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***Microscope de minéralogie doté d'une platine spéciale, appelée* platine de Fedoroff.**

Les traités de minéralogie seront consultés. On établira une liste de minéraux possédant les mêmes constituants chimiques que ceux de notre minéral, en vue de comparer leurs propriétés les plus caractéristiques aux siennes.

Étude des propriétés optiques

La lumière, lorsqu'elle pénètre dans un minéral ou dans toute autre substance cristallisée, est soumise à un certain nombre de contraintes, variables suivant le degré de symétrie de la structure cristalline.

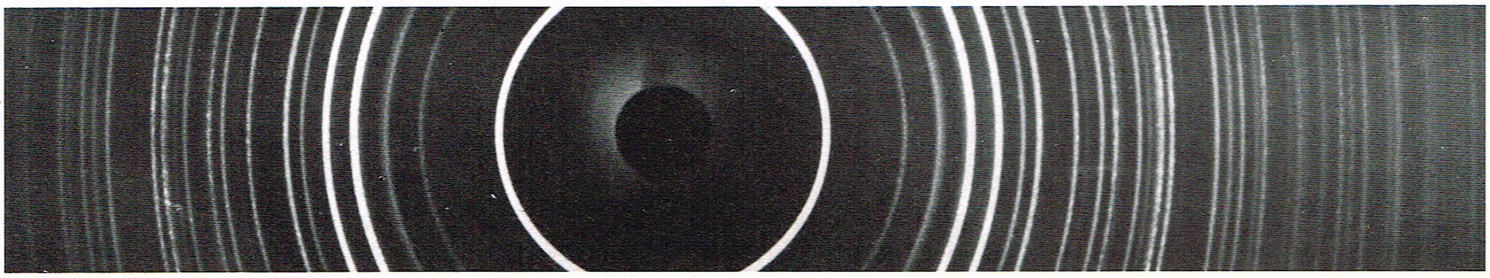
Dans le cas le plus simple, la lumière est ralentie et subit une réfraction, se propageant dans le milieu cristallin à une vitesse constante quelle que soit sa direction. C'est le cas des minéraux cristallisant dans le système « cubique ». On nomme *indice de réfraction* le rapport qui existe entre la vitesse de la lumière dans l'air et sa vitesse dans le second milieu qu'elle traverse. Et les minéraux cubiques sont dits *isotropes* ou *monoréfringents* (ce qui est également vrai pour les minéraux amorphes, les verres non trempés, les gaz, l'eau et un certain nombre de liquides) parce qu'ils ne possèdent qu'un seul indice de réfraction.

Pour les minéraux cristallisés dans les autres systèmes, les phénomènes de réfraction deviennent plus complexes. La vitesse de la lumière varie suivant sa direction de propagation, et tout rayon lumineux qui pénètre dans l'un de ces minéraux, appelés *biréfringents* ou *anisotropes,* se dédouble en deux rayons de directions différentes et polarisés à angle droit (rayon ordinaire et rayon extraordinaire). Il en résulte des effets chromatiques, des extinctions dans des directions particulières, etc., qui sont caractéristiques de la symétrie cristalline.

C'est à l'aide du microscope polarisant que l'on mesure les indices de réfraction et que l'on détermine : le groupe optique (isotrope, uniaxe, biaxe), le signe (négatif, positif) et, pour les biaxes (à l'aide d'une platine de

◀ ***Page ci-contre, en bas, diagramme de diffraction des rayons X sur un cristal de tourmaline, obtenu par la méthode dite du « cristal tournant » (Bragg).***

Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



▲ *Spectre obtenu par la méthode de Debye appelée aussi méthode des poudres et qui permet l'étude radiocristallographique des agrégats microcristallins.*

microscope spéciale, appelée platine de Fedoroff), la valeur de l'angle d'écartement des axes optiques.

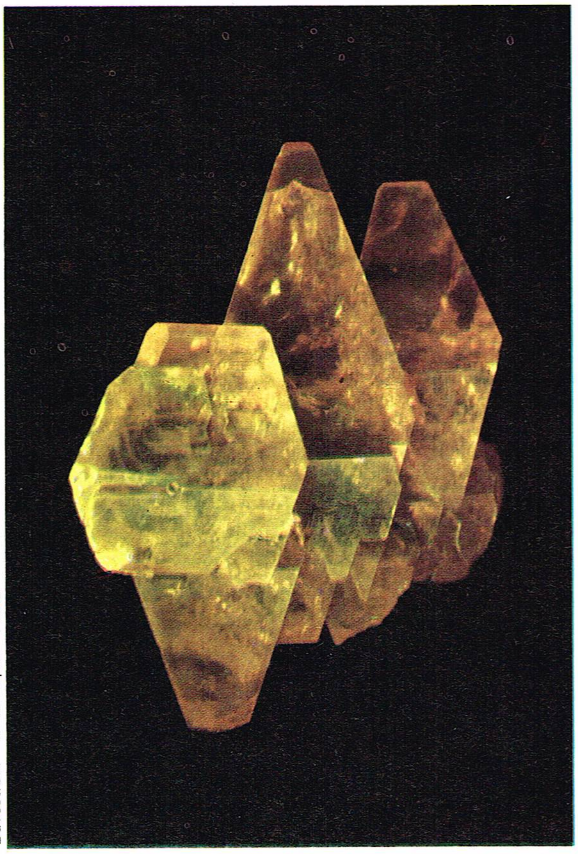
Lorsqu'un minéral ne peut, en raison de son opacité, être observé au microscope polarisant, on emploie un microscope polarisant métallographique qui permet d'observer certains phénomènes lumineux produits par réflexion sur une surface polie de ce minéral (pouvoir réflecteur, couleur comparée à celle d'autres minéraux bien connus, anisotropie, réflexions internes, etc.).

Étude radiocristallographique et analyse chimique

Les structures cristallines se définissent par les dimensions de leur maille cristalline (paramètre) mesurées en angströms (Å = 1/10 000 000 de mm) et par les angles formés par les trois directions de ces paramètres.

On les observe en photographiant aux rayons X le spectre de poudre, que l'on obtient de la manière suivante : une petite quantité du minéral réduite en poudre très fine est collée sur un mince bâtonnet de verre placé au centre de la chambre photographique. Par un petit orifice, ouvert à mi-hauteur de la chambre cylindrique, entre un faisceau incident de rayons X, de longueur d'onde connue, qui vient se diffracter sur la poudre cristalline. Les cônes de révolution formés par les rayons diffractés impressionnent une pellicule photographique placée contre la paroi intérieure de la chambre, donnant cet ensemble de raies courbes si caractéristiques pour chaque espèce.

Si le minéral reste indéterminé, on doit établir sa composition chimique quantitative. Lorsque l'on a trop peu de matière pour employer la méthode chimique classique, on se sert de la microsonde électronique de Castaing, qui permet, à l'échelle de quelques microns, le dosage des divers corps contenus dans le minéral ; ce dosage est basé sur la différenciation et la mesure de l'intensité des diverses fréquences de rayons X que les atomes de l'échantillon émettent sous un bombardement électronique ponctuel.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *Cristaux de soufre natif montrant la forme bipyramidale (Sicile).*

Description de l'espèce nouvelle

Obtenue par les deux méthodes décrites ci-dessus, l'analyse chimique peut poser le problème suivant : on est en présence d'un minéral homogène (l'examen optique et l'analyse ponctuelle l'ont prouvé) dont le diagramme de poudre et la composition chimique sont différents de ceux de tous les minéraux connus. Une bibliographie des espèces voisines s'impose, car il faut prouver que le minéral n'a jamais été étudié par un autre auteur, même d'une manière très incomplète. C'est quelquefois sur plus d'un siècle de publications que portent de telles recherches. Si l'on trouve une ancienne publication avec des données fausses, par exemple les indices de réfraction ou l'absence d'analyse quantitative par manque de matière ou encore, suivant l'ancienneté de la publication, l'absence d'étude par diffraction des rayons X, il est nécessaire de rechercher dans quel musée est conservé l'échantillon original. On demandera celui-ci en vue de prouver l'identité des deux espèces, afin de publier de nouvelles données tout en conservant l'ancien nom du minéral.

Supposons que la bibliographie montre que le minéral est vraiment étudié pour la première fois. L'étude de ce fait est très intéressante et devra se poursuivre dans les limites imposées par la quantité de matériel disponible. En effet, il faut évidemment garder un nombre raisonnable d'échantillons qui seront conservés dans les musées comme *espèce type* et dont les doubles pourront être échangés avec ceux d'autres musées. Naturellement aucune publication incomplète n'est souhaitable, et on doit attendre d'avoir un minimum de données pour créer un nouveau nom.

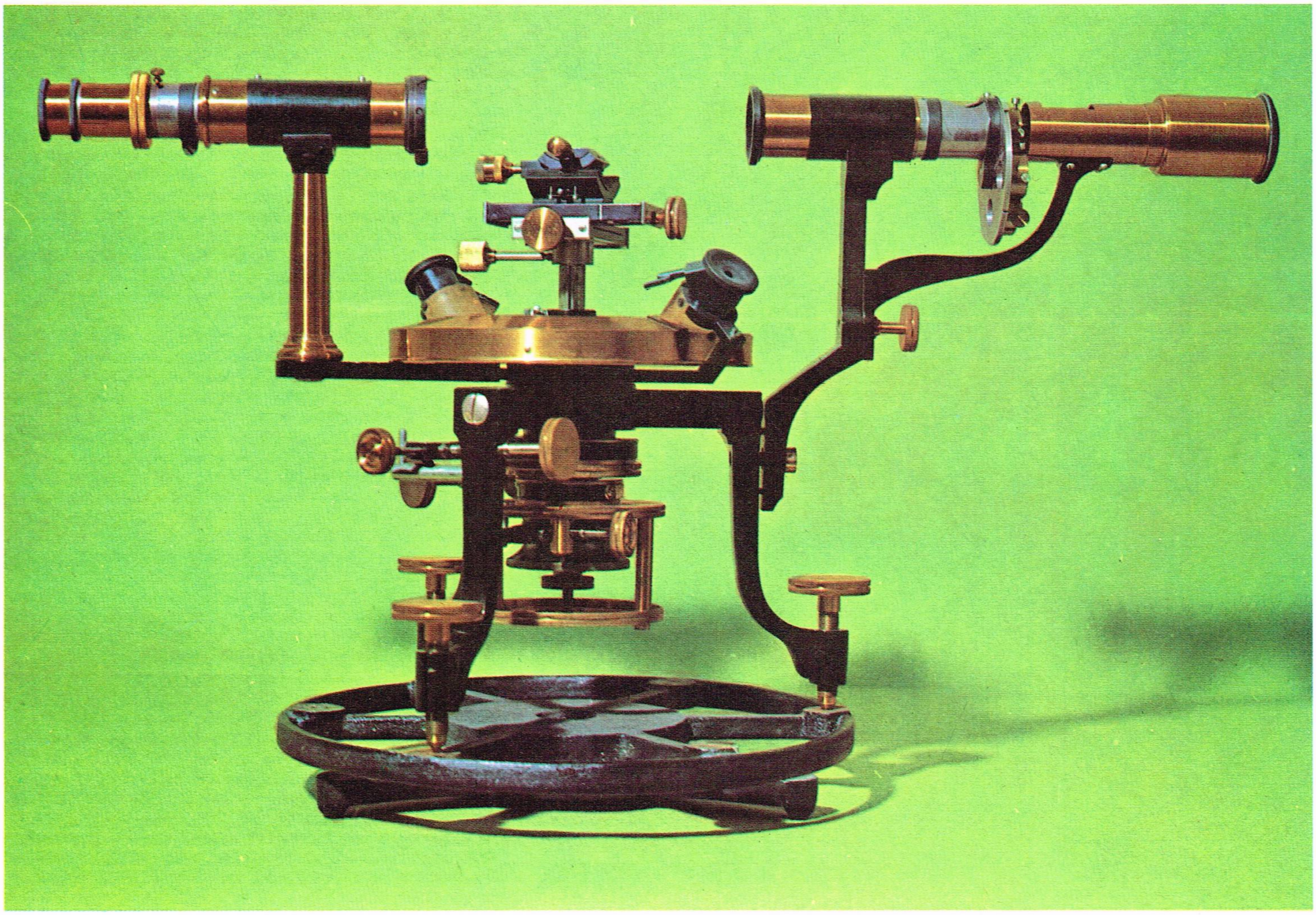
L'étude radiocristallographique sera donc poursuivie. Après détermination des angles et des paramètres de la maille élémentaire, on calculera la densité du minéral en fonction de ses paramètres et de sa composition chimique. Cette densité calculée sera comparée à la densité mesurée par la méthode hydrostatique et devra s'en approcher de très près.

Puis on entreprendra l'étude goniométrique des cristaux. Cette étude a pour but de préciser le système cristallin du minéral, d'établir le rapport et les angles que les axes géométriques forment entre eux, ce qui permettra de recouper avec une grande précision le rapport paramétrique ainsi que les angles de la maille cristalline trouvés par l'étude radiocristallographique.

Les mesures devront se faire sur un certain nombre de cristaux aux faces bien réfléchissantes afin d'avoir une moyenne de mesures très approchante de la réalité. On dressera, en dernier lieu, le tableau général des faces rencontrées pour l'espèce, en donnant les angles formés entre les normales des faces. Ce tableau permettra d'établir la projection stéréographique en vue de dessiner les différents faciès sous lesquels se présente le minéral.

On possède alors suffisamment de données pour décrire l'espèce :

— description macroscopique ;
— analyse chimique du corps pur et sa formule ;
— diagramme de poudre et tableau des valeurs qui en découlent (distances interréticulaires et intensité) ;
— propriétés optiques (couleur, indices, etc.) ;
— densité ;



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ **Goniomètre à réflexion** ***ou goniomètre de Babinet pour la mesure des angles entre les faces des cristaux.***

— mesures goniométriques, paramètres et angles de la maille élémentaire ;
— comparaison du minéral avec les espèces voisines connues ou non connues ;
— description du gisement ;
— lieu où les échantillons sont conservés ;
— étymologie du nouveau nom et bibliographie.

La rareté du minéral ne permet peut-être pas encore d'effectuer d'autres études, mais dès qu'on l'aura trouvé en quantité suffisante dans un autre gisement, on pourra aborder l'étude de ses propriétés physico-chimiques : transformation de structure, étude de déshydratation et de décomposition au cours d'un chauffage progressif (analyse thermique différentielle et analyse thermopondérale) et, enfin, parachever l'étude de sa structure en pénétrant toujours plus avant dans l'immense domaine de la physique du solide.

La cristallographie

Les cristaux, du fait de leur structure géométrique interne, présentent souvent des formes géométriques externes limitées par des faces planes. On observe fréquemment des cristaux cubiques (pyrite, fluorine, galène, sel gemme), des cristaux en forme de rhombododécaèdres (grenats), des cristaux rhomboédriques ou scalénoédriques (calcite), des cristaux prismatiques allongés (stibine), des cristaux orthorhombiques bipyramidaux (soufre), etc.

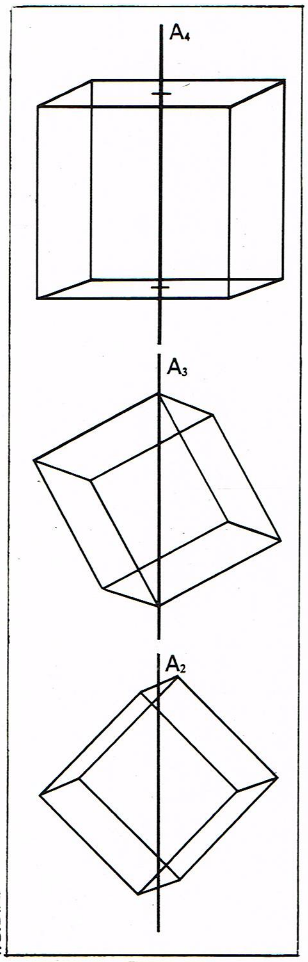
Pour que les cristaux présentent des formes géométriques, il leur faut de l'espace pour se développer. C'est pourquoi les mieux formés font saillie dans les fentes et les géodes ou bien sont englobés dans des roches tendres et déformables, ce qui est le cas des cristaux de gypse dans les argiles. Le marbre aussi est une roche formée d'innombrables cristaux de calcite, mais pressés les uns contre les autres et par conséquent non limités par des faces planes : il leur manquait justement de l'espace pour se développer régulièrement.

Loi de la constance de l'angle dièdre

Les cubes de pyrite, les rhomboèdres de calcite, et rhombododécaèdres de grenat, etc., que nous avons cités, sont des minéraux classiques. En fait, on ne rencontre pas souvent les minéraux sous forme de solides parfaitement réguliers. Toutefois, du point de vue cristallographique, les cristaux déformés sont considérés comme réguliers, car on peut considérer les faces comme déplacées parallèlement à elles-mêmes (bien qu'on ne puisse modifier la valeur de l'angle que forment les faces, c'est-à-dire modifier les angles dièdres).

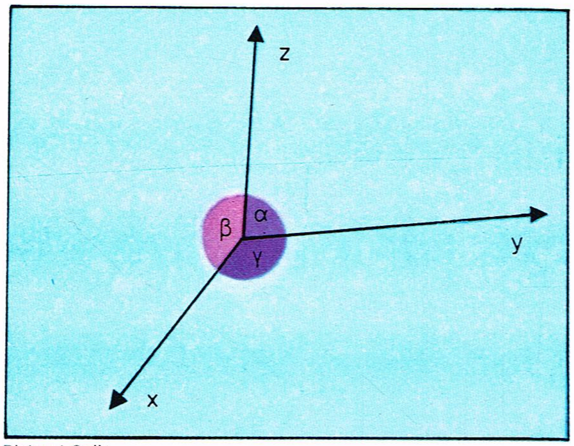
Cette propriété, qui est une caractéristique des substances cristallisées, a été énoncée sous forme d'une loi, que l'on peut considérer comme la loi fondamentale de la cristallographie, et qui a reçu plusieurs noms : loi de Sténon, loi de Romé de l'Isle, loi de Guglielmini, ou plus simplement loi de la constance de l'angle dièdre. Celle-ci s'exprime ainsi : « Dans des cristaux de la même espèce, et dans des conditions identiques de température, les angles dièdres correspondants sont égaux. » (La différence de température peut en effet modifier la valeur des angles dièdres correspondants dans les cristaux anisotropes, du fait de la dilatation thermique.) Ainsi, les angles formés par les faces d'un cube de pyrite mesurent toujours 90°, quel que soit le gisement d'origine. Les angles formés par les faces des prismes hexagonaux de quartz sont toujours de 120°, même si le prisme hexagonal n'est pas régulier.

Pour contrôler l'exactitude de la loi que nous venons d'énoncer, il suffit d'effectuer expérimentalement la mesure des dièdres à l'aide d'appareils nommés *goniomètres*.

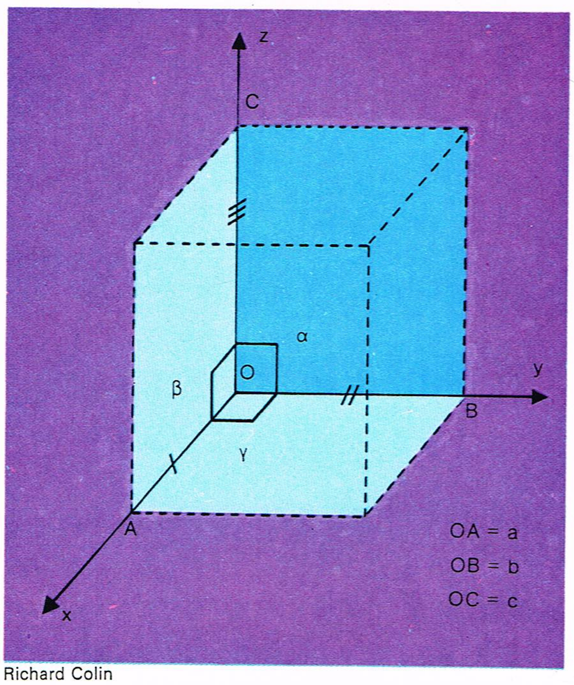


I.G.D.A.

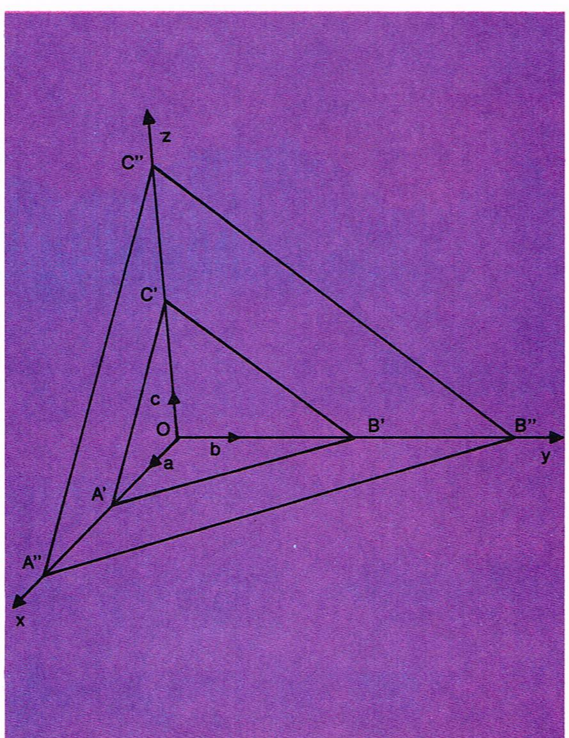
▲ ***Cube avec ses axes de symétrie ; en haut, axe quaternaire (A_4) ; au centre, axe ternaire (A_3) ; en bas, axe binaire (A_2). Lors d'une rotation de 360° autour de ces 3 axes, il se superpose à lui-même quatre, trois et deux fois.***



Richard Colin



Richard Colin



Richard Colin

▶ ***Ci-contre, de haut en bas : figures 1, 2 et 3 illustrant la démonstration de la loi des troncatures rationnelles.***

▶ ***Page ci-contre, dans la marge, formes dérivées du cube.***
Classe hexoctaédrique :
1, hexoctaèdre ;
2, trioctaèdre ;
3, icositétraèdre ;
4, tétrahexaèdre ;
5, octaèdre ;
6, rhombododécaèdre ;
7, cube ou hexaèdre.

Le goniomètre le plus simple et le plus ancien est le *goniomètre d'application*. Il s'agit d'un demi-cercle métallique, gradué, divisé en degrés sexagésimaux. Une alidade rotative est liée à un pivot situé à la moitié du diamètre. Les deux faces formant le dièdre sont mises respectivement en contact avec le prolongement de l'alidade et avec le diamètre du demi-cercle. La lecture est effectuée à l'autre extrémité de l'alidade. Ce goniomètre ne permet pas de mesurer les dièdres des tout petits cristaux.

Le *goniomètre à réflexion* est constitué par un porte-cristal, réglable verticalement et horizontalement, pourvu de deux glissières formant berceau pour redresser le cristal lors du centrage. Le cristal y est fixé avec de la cire ou de l'acétocellulose, de manière que l'arête du dièdre à mesurer soit à peu près verticale. La rectification est effectuée ensuite par voie optique. Un cercle gradué de 0° à 360° permet habituellement des mesures avec une approximation de 30''. Une première lunette, le collimateur, sert à concentrer la lumière blanche d'une source lumineuse. Un rayon lumineux, diaphragmé, traverse le collimateur et tombe sur le cristal. Une face du dièdre, en position voulue, réfléchit le rayon lumineux dans une lunette de Galilée pourvue d'un réticule et d'une lentille frontale, que l'on peut mettre ou ôter. Lorsque la lentille est en place, on observe une image agrandie et retournée du cristal ainsi que la face réfléchissante illuminée. Lorsqu'on ôte la lentille frontale, on observe l'image du diaphragme, réfléchie par la face. On peut alors la centrer avec le réticule, puis faire tourner le cristal jusqu'à ce que soit visible, dans le champ de la lunette, l'image réfléchie de la seconde face à mesurer, parfaitement centrée. La différence d'angle observée sur le cercle gradué correspondra à l'angle de rotation du cristal (angle mesuré entre les normales aux deux faces). Par exemple, un angle de 60° mesuré par le goniomètre à réflexion sur un cristal de quartz correspond à l'angle des normales entre deux faces qui forment entre elles un angle réel de 120°. Les mesures de plusieurs angles dièdres d'un cristal peuvent permettre d'identifier l'espèce minérale dont il s'agit : on les compare avec les valeurs angulaires connues, caractéristiques de cette espèce. Le goniomètre à réflexion sert aussi pour mesurer l'indice de réfraction et pour le centrage des cristaux en radiocristallographie.

On se sert aussi en cristallographie du *goniomètre à deux cercles,* ou *goniomètre-théodolite,* qui permet de réaliser des mesures d'angles dièdres sans avoir à monter et démonter le cristal. Avec cet appareil, on n'obtient pas directement la valeur angulaire de l'angle dièdre, mais deux coordonnées pour chaque face, à savoir ρ et φ ; en faisant une projection stéréographique des faces, on trouve graphiquement les angles qu'elles forment.

Des *goniomètres automatiques à cellule photo-électrique,* encore plus perfectionnés, ont été récemment mis au point : ils servent à mesurer et à enregistrer automatiquement les données relatives à la morphologie des cristaux.

Loi des troncatures rationnelles

Romé de l'Isle nous a donné, avec la mesure des angles que faisaient entre elles les faces des cristaux, le premier des critères rationnels permettant d'identifier ceux-ci. Après lui, on a été amené à établir un système de référence permettant de symboliser toutes les faces d'un même cristal afin de les imaginer dans l'espace. Plusieurs systèmes furent élaborés puis abandonnés. De nos jours, le *système de Miller* est de plus en plus utilisé en raison de sa clarté. Cette possibilité nous fut donnée la première fois par René-Just Haüy qui, à la suite de ses travaux sur l'idée de la « molécule intégrante » (découlant de ses mesures sur les clivages), est arrivé à dégager la loi des troncatures rationnelles, premier pas effectué vers la notion de « maille élémentaire » et de celle du réseau cristallin, découvert par l'un de ses élèves.

Cette loi des troncatures rationnelles s'énonce ainsi : les plans tronquant un angle de la forme primitive détachent, sur les trois arêtes adjacentes au sommet, des longueurs multiples de l'unité relative à l'arête considérée. La maille élémentaire possède des éléments géométriques de symétrie tels que les axes, les plans et centre de symétrie. Les différentes combinaisons des éléments de symétrie

cristallographique permettent de former sept systèmes cristallins : cubique, quadratique, orthorhombique, etc., dont les mailles élémentaires sont le cube, le parallélépipède, etc.

On rend compte de ces éléments de symétrie à partir d'un système de 3 axes orientés ayant une origine O (fig. 1). Dans le cas de la symétrie hexagonale, on considère 4 axes, 3 axes étant situés dans un plan horizontal à 120° les uns des autres, le 4ᵉ étant vertical, c'est-à-dire perpendiculaire à ce plan horizontal. Ces axes Ox, Oy, Oz constituent un système de coordonnées formant entre elles 3 angles α, β et γ. Ces angles sont les constantes angulaires du cristal et donc de la maille élémentaire, alors que les 3 axes sont désignés comme les axes cristallographiques.

Si l'on considère la maille élémentaire parallélipipédique d'un cristal orthorhombique, l'origine O située à l'intersection de 3 arêtes et les 3 côtés OA, OB et OC situés sur les axes cristallographiques de longueur *a*, *b* et *c* sont les paramètres du cristal (fig. 2).

Ces paramètres *a*, *b* et *c* constituent avec les angles α, β et γ les *constantes cristallographiques* du cristal.

Dans les sept systèmes cristallins, les constantes sont les suivantes :

Système cubique	$a = b = c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90°$
Système quadratique	$a = b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90°$
Système orthorhombique	$a \neq b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90°$
Système rhomboédrique	$a = b = c$; $\alpha = \beta = \gamma \neq 90°$
Système hexagonal	$a = b \neq c$; $\alpha = \beta = 90°, \gamma = 120°$
Système monoclinique	$a \neq b \neq c$; $\alpha = \gamma = 90° ; \beta \neq 90°$
Système triclinique	$a \neq b \neq c$; $[\alpha \neq \beta \neq \gamma] \neq 90°$

On considère maintenant la face d'un cristal coupant les 3 axes cristallographiques et déterminant ainsi 3 segments dont les longueurs a', b' et c' sont des multiples des paramètres *a*, *b* et *c* de la maille élémentaire, soit : $a' = pa$, $b' = qb$, $c' = rc$; où *p*, *q* et *r* sont des nombres entiers.

Si l'on effectue alors le rapport entre le paramètre et la longueur du segment intercepté sur chacun des axes, on obtient :

$$\frac{a}{a'} = \frac{a}{pa} = \frac{1}{p}, \frac{b}{b'} = \frac{b}{qb} = \frac{1}{q}, \frac{c}{c'} = \frac{c}{rc} = \frac{1}{r}.$$

Ces trois valeurs : $1/p$, $1/q$ et $1/r$ caractérisent la face envisagée du cristal. Or, tous les nombres conservant entre eux les rapports existant entre ces trois valeurs permettent de caractériser toutes les faces parallèles à cette première face, ces faces parallèles formant une famille de plans. D'autre part, la loi de la constance de l'angle dièdre permet de considérer uniquement les différentes familles de plans pour caractériser les cristaux. On définit alors une famille de plans par les trois nombres entiers premiers entre eux, notés : *(h, k, l)*, que l'on appelle indices. Ces trois nombres sont obtenus en multipliant $1/p$ $1/q$ et $1/r$ par le PPCM (plus petit commun multiple) de *p*, *q* et *r*. Ce système de notation pour désigner les familles de plans réticulaires est dû au cristallographe anglais Miller.

A titre d'exemple, prenons le cas particulier de la figure 3. Soit A′ B′ C′ et A″ B″ C″, deux faces parallèles dont les coordonnées sont :

$$OA' = 2a \quad OA'' = 4a$$
$$OB' = 5b \quad OB'' = 10b$$
$$OC' = 3c \quad OC'' = 6c$$

Nous avons vu que les indices de Miller sont obtenus en multipliant les inverses $1/p$, $1/q$ et $1/r$ par le PPCM de *p*, *q* et *r*. Dans l'exemple considéré, les inverses sont :

$$1/p' = 1/2 \quad 1/p'' = 1/4$$
$$1/q' = 1/5 \quad 1/q'' = 1/10$$
$$1/r' = 1/3 \quad 1/r'' = 1/6$$

On obtient donc :

$$h' = h'' = 15$$
$$k' = k'' = 6$$
$$l' = l'' = 10$$

Ces deux faces A′B′C′ et A″B″C″, étant parallèles, appartiennent à une même famille de plans dont les indices de Miller sont 15, 6, 10.

Cas particuliers. Très souvent, les faces des cristaux sont parallèles à un ou deux axes. Dans ce cas, on dit que la face coupe l'axe cristallographique à l'infini (∞). Si la face est parallèle à Ox, on a $pa = \infty$, d'où $p = \infty$ et $1/p = 1/\infty = 0$; l'indice de Miller sera donc nul. Si cette face coupe les deux autres axes de telle sorte que $q = r$, on a $1/q = 1/r$ et $k = l = 1$.

On appellera donc cette face, d'après les indices de Miller, (011). Dans le cas où $q \neq r$, la face sera notée (0*kl*) par exemple (012), (023), (032), etc. On note de la façon suivante les faces parallèles aux différents axes, soit :

— les faces parallèles aux axes : Ox Oy → (001) ; Oy Oz → (100) ; Ox Oz → (010)

— les faces parallèles à l'axe : Ox → (0*kl*) ; Oy → (*h*0*l*) ; Oz → (*hk*0)

Dans le système hexagonal, qui possède quatre axes, les indices de Miller deviennent (*hkil*), *i* étant la somme négative de *h* et *k* (ex. $11\bar{2}1$).

Dans la nature, les faces les plus courantes sont celles qui présentent une densité maximale d'atomes. Cela est dû au fait que les atomes proches sont solidement liés entre eux. Les plans à densité maximale seront donc ceux caractérisés par les indices de Miller, généralement petits ; ainsi les faces (001) (010) et (100) seront les faces les plus importantes d'un cristal. Les indices de Miller les plus couramment employés sont 0 et les nombres compris entre 1 et 6.

Lorsque les indices de Miller sont mis entre accolades, ils ont la signification de symbole d'une forme. Par exemple, dans le système cubique, {100} représente non seulement la face antérieure du cube, mais aussi les 5 autres faces, qui ont donc le même symbole bien que les indices des faces puissent être changés de place et de signe : (100), ($\bar{1}00$), (010) ; ($0\bar{1}0$), (001) et ($00\bar{1}$). Lorsque les indices sont mis entre crochets, ils symbolisent une arête, c'est-à-dire une droite déterminée par l'intersection de 2 faces. Par exemple, dans le cube, les faces (100) et (001) forment l'arête [010].

Les éléments de symétrie

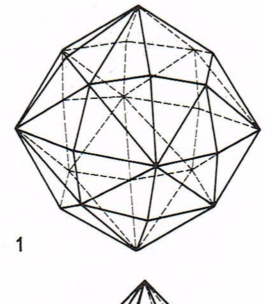
Un cristal régulier possède toujours un ou plusieurs éléments de symétrie. Il peut y avoir dans un cristal trois catégories différentes d'éléments de symétrie : axes, plans et centre. Dans certains cristaux, les trois éléments coexistent, alors que dans d'autres ils manquent totalement ou partiellement.

Axes de symétrie

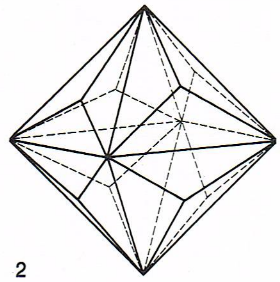
— *Axes de symétrie simple*

Un axe de symétrie est une droite telle qu'un cristal tournant autour d'elle se superpose à lui-même deux, trois, quatre ou six fois en accomplissant une rotation de 360°. Il y a donc des axes de symétrie d'ordre 2, d'ordre 3, d'ordre 4 et d'ordre 6.

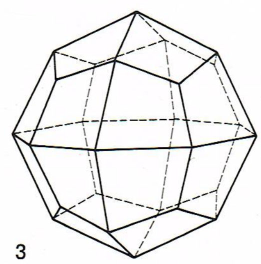
Dans un *cube* par exemple, si l'on joint par une droite le centre de deux faces opposées et si l'on fait tourner le solide de 360° autour de cette droite, on observe 4 superpositions. Étant donné que les faces d'un cube sont au nombre de 6 et qu'elles se font face deux à deux par rapport à l'axe de symétrie d'ordre 4, on peut dire qu'il existe dans un cube 3 axes de symétrie d'ordre 4, ce qui s'exprime symboliquement par $3A_4$. Si, dans le même cube, on joint par une droite deux sommets opposés (un sommet est le point de rencontre de trois angles ou plus) et si l'on fait à nouveau effectuer au solide une rotation de 360°, on observe 3 superpositions, c'est-à-dire qu'on retrouve trois fois le même type de face, identiquement orientée. Il y a dans cette direction un axe de symétrie d'ordre 3. Étant donné que, dans un cube, les sommets sont au nombre de 8 et que chaque axe de symétrie d'ordre 3 joint deux sommets, on dit qu'il y a



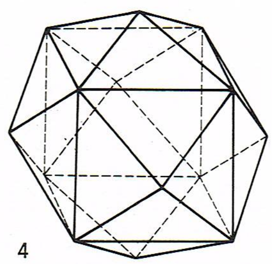
1



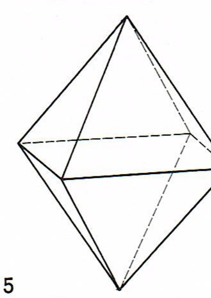
2



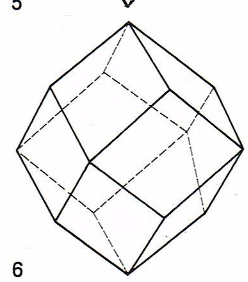
3



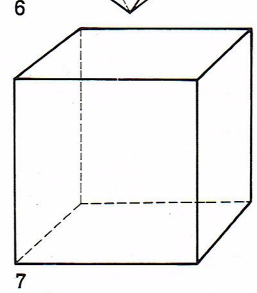
4



5

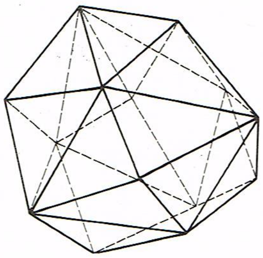


6

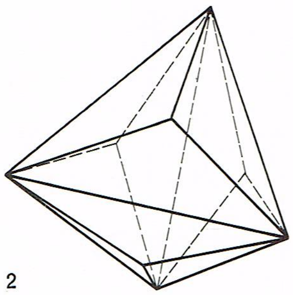


7

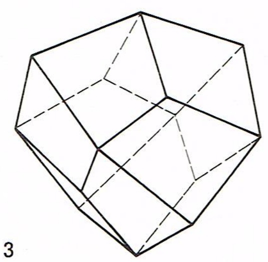
I.G.D.A.



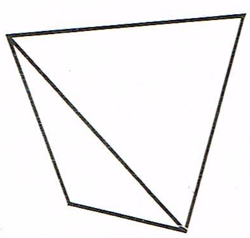
1



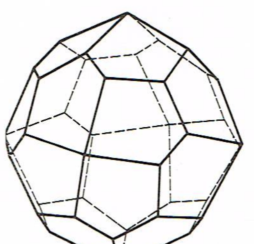
2



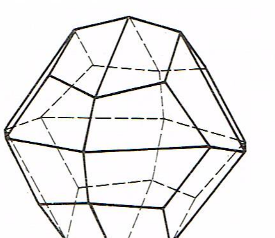
3



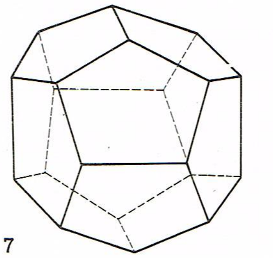
4



5



6



I.G.D.A. 7

dans un cube 4 axes de symétrie d'ordre 3, soit symboliquement $4A_3$. Si, toujours dans le même cube, on joint par une droite les points médians de deux arêtes opposées et si l'on fait encore effectuer au solide une nouvelle rotation de 360°, la superposition a lieu deux fois : il s'agit d'un axe de symétrie d'ordre 2 ; comme il y a 12 arêtes dans un cube, il y a 6 axes de symétrie d'ordre 2, ou symboliquement $6A_2$.

Si l'on prend, au lieu d'un cube, *une bipyramide de section hexagonale* et si l'on joint par une droite le sommet supérieur au sommet inférieur, en faisant en outre effectuer au solide une rotation de 360°, on observe 6 superpositions ; il s'agit d'un axe de symétrie d'ordre 6, ou A_6.

Il n'y a jamais plus d'un axe de symétrie d'ordre 6 dans les cristaux. Il n'existe pas d'axe d'ordre 5 : cela ne serait pas compatible avec la géométrie de la structure cristalline. En effet, il n'est pas possible de renfermer exactement une portion d'espace par des solides à section pentagonale, de même qu'il n'est pas possible de faire un pavement avec seulement des tomettes pentagonales.

— *Axes de symétrie composés*

Dans le cas de ces axes. il faut supposer non seulement une rotation, mais aussi un renversement ou une réflexion spéculaire. Par exemple, dans un *tétraèdre,* si l'on joint par une droite les points médians de deux arêtes opposées et si l'on fait effectuer au cristal une rotation autour de cette droite, et si, en outre, celui-ci présente initialement vers l'observateur une face triangulaire à base tournée en haut, on voit encore, après une rotation de 90°, une face triangulaire, mais à base tournée en bas ; on doit faire effectuer une rotation de 90° supplémentaire, soit 180° en tout, pour obtenir une superposition exacte. Mais, si après une rotation de 90°, on fait aussi effectuer un renversement du cristal autour d'un axe perpendiculaire à l'observateur, ou si l'on considère l'image spéculaire de la face dont la base est tournée vers le bas, par rapport à un plan passant par le sommet supérieur, on obtient aussi une superposition après une rotation de 90° ; en ce cas, l'axe de symétrie est d'ordre 2 et simple, et d'ordre 4 et composé ; il est dit *axe d'ordre 2 tétracomposé* et indiqué par $A_{2(4)}$. Il existe des *axes d'ordre* 3 *hexacomposés,* $A_{3(6)}$.

— *Axes d'inversion*

Aujourd'hui, les cristallographes préfèrent remplacer les axes composés par des axes d'inversion, que l'on obtient quand la rotation autour d'un axe est accompagnée d'une inversion par rapport à un centre.

Lorsqu'un axe de symétrie joint des éléments différents, comme un sommet à une face, une arête longue et une arête courte, un sommet aigu et un sommet obtus, on le nomme *axe polaire*. Dans le tétraèdre, les axes de symétrie d'ordre 3 qui joignent un sommet au centre de la face opposée sont des axes polaires. Les axes polaires sont indiqués par les symboles $A_{2(p)}$, $A_{3(p)}$, $A_{4(p)}$, et $A_{6(p)}$.

Plans de symétrie

Un plan de symétrie est un plan qui divise le cristal en deux parties symétriquement égales.

Dans un *cube,* le plan qui intersecte au milieu deux couples d'arêtes parallèles et qui est parallèle aux deux autres couples est un plan de symétrie. Il en existe deux autres, équivalents, dans le cube. Le plan qui intersecte en diagonale un cube tout en passant par deux arêtes opposées est lui aussi un plan de symétrie, mais non équivalent aux précédents. Dans le cube, les plans de symétrie sont au nombre de 6. La notation se fait donc de la façon suivante : 3P, 6P′.

Centre de symétrie

Le centre de symétrie est un point d'où partent des directions et des contre-directions (ou des sens et des sens inverses) physiquement égales, de sorte qu'à chaque face en correspond une autre, opposée, parallèle et inversée, et à chaque arête ainsi qu'à chaque sommet un élément correspondant. On s'assure de la présence du centre de symétrie dans les cristaux en observant si les faces forment toutes des couples parallèles. Il suffit qu'une seule face ne possède pas sa face correspondante parallèle pour qu'il n'y ait pas de centre de symétrie. Dans le *cube,* qui possède trois couples de faces parallèles, le centre de symétrie existe. Dans le *tétraèdre,* au contraire, où à chaque face correspond, du côté opposé, un sommet, il n'y a pas de centre de symétrie. L'absence de centre de symétrie est également déterminée par la présence d'axes polaires. La notation du centre se fait par le symbole C.

Le degré de symétrie

Nous avons vu que le cube, que nous avons pris comme exemple, possède trois axes d'ordre 4, quatre axes d'ordre 3, six axes d'ordre 2, neuf plans de symétrie (3 + 6), et un centre de symétrie, c'est-à-dire $3A_4$, $4A_3$, $6A_2$, 3P, 6P′, C. L'ensemble de tous les éléments de symétrie d'un cristal est appelé *degré de symétrie*.

Le *degré apparent de symétrie géométrique* d'un cristal ne correspond pas toujours à sa symétrie réelle. Par exemple, un cube de pyrite a des faces striées ; les stries sont verticales et horizontales sur les faces contiguës. Si l'on fait effectuer une rotation au cube de pyrite autour d'une droite joignant le centre de deux faces opposées, en partant d'une face à stries verticales, on voit apparaître, après une rotation de 90°, une face à stries horizontales, puis, après 180°, une face à stries verticales ; il y a donc une superposition à 180° et non à 90°. L'axe de symétrie, qui du point de vue géométrique est d'ordre 4, devient, du point de vue cristallographique, d'ordre 2. On observe des phénomènes analogues *(hémiédrie)* dans des cristaux d'autres substances.

Parfois, pour déterminer la *symétrie réelle,* en l'absence d'indications naturelles, on doit attaquer les faces avec des produits appropriés, de manière à provoquer l'apparition de figures de corrosion caractéristiques. Par exemple, en effectuant l'attaque à l'aide d'acide fluorhydrique, on met en évidence dans le quartz bipyramidal que l'axe vertical est un axe de symétrie d'ordre 3 et non d'ordre 6, comme on pourrait le croire d'après l'aspect géométrique.

Les familles, les systèmes et les classes

Dans la nature, il existe trente et un degrés de symétrie pour les cristaux ; il existe, en outre, des cristaux sans symétrie, de sorte qu'on peut grouper toutes les substances cristallisées en trente-deux classes de symétrie. Ces classes sont réunies en sept systèmes, et ces systèmes en trois familles.

La première est dite **famille isométrique**, car les trois paramètres déterminés sur les trois axes sont de longueur égale. Le rapport paramétrique de cette famille s'exprime ainsi : **a : a : a**, ou **a = b = c**.

La famille isométrique est constituée par un seul système : le *système cubique,* ou *isométrique,* de symétrie $4A_3$. Les angles formés par les axes sont tous égaux et ont tous pour valeur 90°. On a donc $\alpha = \beta = \gamma = 90°$. Le rapport paramétrique et les valeurs angulaires existant entre les axes constituent les constantes cristallographiques.

La **famille dimétrique** est caractérisée par deux paramètres égaux entre eux et un paramètre différent, ou bien, du fait qu'il peut y avoir dans ce groupe un système de référence à quatre axes, trois paramètres égaux et un autre paramètre différent. Cette famille comprend les trois systèmes qualifiés respectivement de tétragonal, hexagonal et trigonal.

Le *système tétragonal,* ou *quadratique,* a un système de référence triaxial. Le rapport paramétrique est **a : a : c** ou bien **a = b ≠ c**, où l'on peut avoir **c > a** ou **c < a** et $\alpha = \beta = \gamma = 90°$.

Le *système hexagonal* comporte 4 axes ; le rapport paramétrique est donc **a : a : a : c** ou bien **a = b = t ≠ c**. Les angles formés par les axes sont les suivants :

$$\alpha = \beta = \delta = 90° \text{ et } \gamma = 120°,$$

où γ est l'angle formé par les axes des **x, y** et **t** qui se trouvent dans le plan horizontal, et où α, β et δ sont les angles formés par les trois axes des **x, y** et **t** d'une part et l'axe vertical **z** d'autre part. L'élément caractéristique du système est un axe de symétrie d'ordre 6.

Le *système trigonal* ou *rhomboédrique*, peut comporter soit 4 axes, soit 3 axes. Le cas des 4 axes est plus simple, car il possède les mêmes constantes cristallographiques que dans le système hexagonal. Le principal caractère de symétrie est cependant un seul axe de symétrie d'ordre 3.

La **famille trimétrique** présente trois paramètres de longueurs différentes. Ce groupe comprend trois systèmes, qualifiés respectivement d'orthorhombique, de monoclinique et de triclinique.

Le *système orthorhombique* a pour rapport paramétrique **a : b : c**, c'est-à-dire **a** $\neq$ **b** $\neq$ **c**, $\alpha = \beta = \gamma = 90°$.

Le *système monoclinique* a pour rapport paramétrique **a : b : c**, $\alpha = \gamma = 90°$ et $\beta \neq 90°$. Dans ce système, en effet, l'axe des **x** est par convention incliné vers l'observateur; en conséquence, l'angle β formé par **x** et **z** est supérieur à 90°. Toute substance monoclinique a un angle β caractéristique.

Le *système triclinique* a lui aussi pour rapport paramétrique **a : b : c**, mais $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90°$.

Comme nous l'avons dit, il existe dans chaque système plusieurs classes (en nombre variable selon les systèmes). Les classes se différencient par leur degré différent de symétrie.

Il existe ainsi des classes holoédriques, des classes hémiédriques, et des classes tétartoédriques. Dans les classes holoédriques, on observe un maximum de faces et un degré maximal de symétrie. Dans les classes hémiédriques, on ne retrouve que la moitié des faces des classes holoédriques, et un degré de symétrie inférieur (mais non réduit à la moitié de celui des classes holoédriques). Dans les classes tétartoédriques, il reste seulement un quart des faces des classes holoédriques, et un degré de symétrie encore plus bas que celui des classes hémiédriques.

Dans la classe holoédrique du système cubique, par exemple, il existe une forme simple appelée *hexoctaèdre,* solide à 48 faces, dont le symbole général est $\{hkl\}$. Le degré de symétrie est le même que celui du cube : $3A_4$, $4A_3$, $6A_2$, 3P, 6P′, C.

L'existence de la moitié des faces de l'hexoctaèdre aboutit à la formation de l'*hexatétraèdre* à 24 faces, dont le symbole général est identique, soit $\{hkl\}$, et dont la symétrie est inférieure : $3A_{2(4)}$, $4A_{3(p)}$, 6P.

L'existence d'un quart des faces de l'hexoctaèdre aboutit à la formation du *dodécaèdre pentagonal,* solide à 12 faces, qui a le même symbole général $\{hkl\}$, mais a pour degré de symétrie $4A_{3(p)}$, $3A_2$.

Système cubique, ou monométrique

Le système cubique comprend 5 classes. Son élément caractéristique de symétrie est $4A_3$. Les constantes sont les suivantes : **a : a : a**, $\alpha = \beta = \gamma = 90°$.

Classe hexoctaédrique (holoédrique) ou classe de la fluorite

On l'appelle classe de la fluorite du nom de l'un des minéraux les plus connus qui lui appartiennent. Le degré de symétrie est : $3A_4$, $4A_3$, $6A_2$, 3P, 6P′, C.

Il existe des *formes simples* et des *combinaisons*. Les formes simples sont celles qui se présentent par la superposition d'une face donnée en fonction du degré de symétrie existant. Par exemple, dans le cas de la symétrie de la classe hexoctaédrique, lorsqu'une face du cube apparaît, il doit en exister nécessairement 5 autres, situées de telle façon qu'elles engendrent la forme du cube simple. Une forme composée, ou combinaison, est donnée par contre par l'association de plusieurs formes simples dans un même cristal.

Les formes simples de la classe hexoctaédrique sont : l'*hexoctaèdre* $\{hkl\}$, solide à 48 faces triangulaires, nombre maximal qui puisse exister dans une forme simple; le *trioctaèdre* $\{hhl\}$, solide à 24 faces triangulaires; l'*icositétraèdre* $\{hll\}$, ou *leucitoèdre,* solide à 24 faces deltoïdes; le *tétrahexaèdre* $\{hk0\}$, également à 24 faces triangulaires, que l'on peut réduire à un cube sur chacune des faces duquel s'est formée une pyramide; l'*octaèdre* $\{111\}$, solide à 8 faces constituées par des triangles équilatéraux; le *rhombododécaèdre,* ou *grenatoèdre* $\{110\}$, à 12 faces rhombiques; enfin, le *cube,* ou *hexaèdre* $\{100\}$, à 6 faces, parallèles deux à deux.

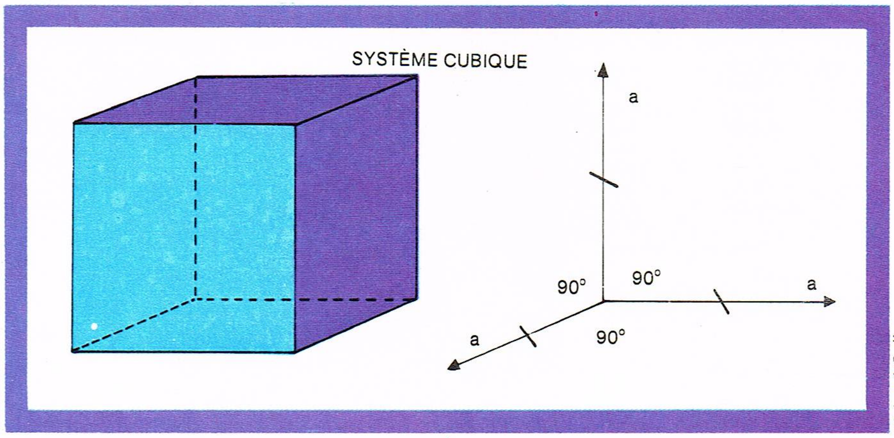
Ces formes peuvent se combiner entre elles. Parmi les combinaisons fréquentes, citons celles qui ont lieu entre le cube et l'octaèdre, entre le rhombododécaèdre et l'icositétraèdre, entre le cube et l'hexoctaèdre.

Parmi les substances qui cristallisent dans la classe hexoctaédrique (et il y en a bien d'autres), signalons : la galène PbS, la fluorine, ou fluorite CaF_2, le diamant C, la magnétite Fe_2O_3. FeO, le sel gemme NaCl.

Classe hexatétraédrique ou classe de la blende (hémiédrique)

Son degré de symétrie est : $3A_{2(4)}$, $4A_{3(p)}$, 6P. Les formes simples sont : l'*hexatétraèdre* $\{hkl\}$, à 24 faces, dérivant par hémiédrie de l'hexoctaèdre; le *tritétraèdre* $\{hll\}$, hémiédrique de l'icositétraèdre; le *deltoïdedodécaèdre* $\{hhl\}$, à 12 faces deltoïdes (triangulaires), forme hémiédrique du trioctaèdre. On observera que le deltoïdedodécaèdre, à faces deltoïdes, dérive du trioctaèdre à faces triangulaires, alors que le tritétraèdre à faces triangulaires dérive de l'icositétraèdre à faces deltoïdes; cela montre le peu d'importance de la forme des faces, lesquelles, dans les combinaisons, peuvent prendre les formes géométriques les plus diverses. En cristallographie, il faut donc donner de l'importance à l'emplacement des faces surtout. Il existe, enfin, le *tétraèdre* $\{111\}$, dérivant par hémiédrie de l'octaèdre. Si l'on prend 4 faces sur 8 de l'octaèdre, précisément les (111), $(\bar{1}\bar{1}1)$, $(1\bar{1}\bar{1})$, et $(\bar{1}1\bar{1})$, on obtient un tétraèdre positif; si l'on prend, par contre, les quatre autres faces, à savoir $(\bar{1}11)$, $(1\bar{1}1)$, $(11\bar{1})$, et $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$, on obtient un tétraèdre négatif, qui aura pour symbole général $\{111\}$. Il en va de même pour les autres formes simples de la même classe. Il existe ainsi des hexatétraèdres négatifs $\{h\bar{k}l\}$, des tritétraèdres négatifs $\{h\bar{l}l\}$, et des deltoïdedodécaèdres négatifs $\{h\bar{h}l\}$. Les deux formes positive et négative sont *conjuguées congruentes* et peuvent se superposer par rotation de 90° autour d'un axe $A_{2(4)}$.

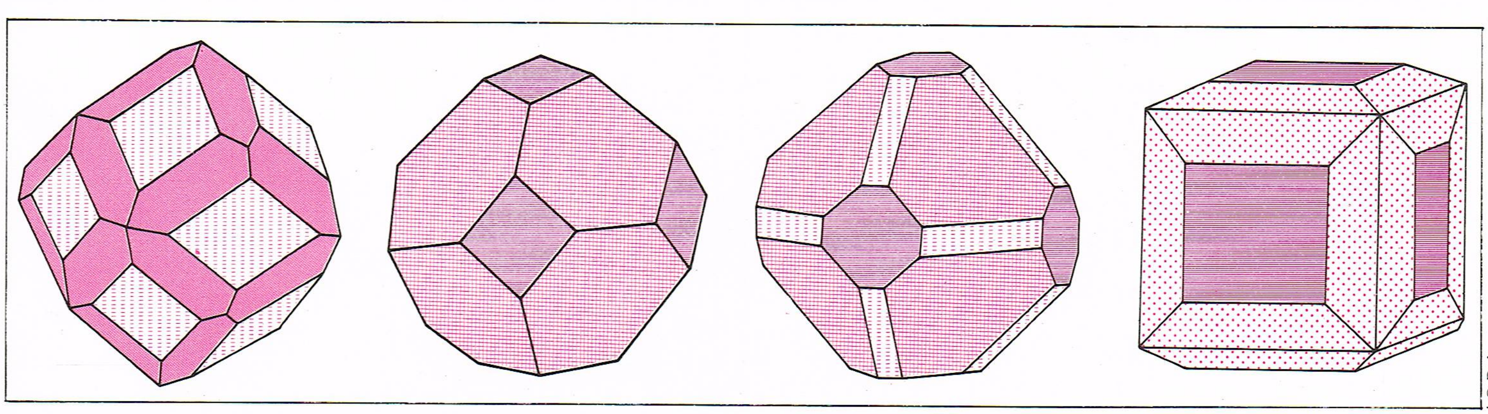
On compte, dans cette classe, la blende ZnS et la tétraédrite $(Cu, Fe)_{12}Sb_4S_{13}$.



Richard Colin

▲ ***Le système cubique comprend 5 classes; son élément caractéristique de symétrie est 4*** A_3***; les constantes sont les suivantes :*** **a = a = a,** $\alpha = \beta = \gamma = 90°$.

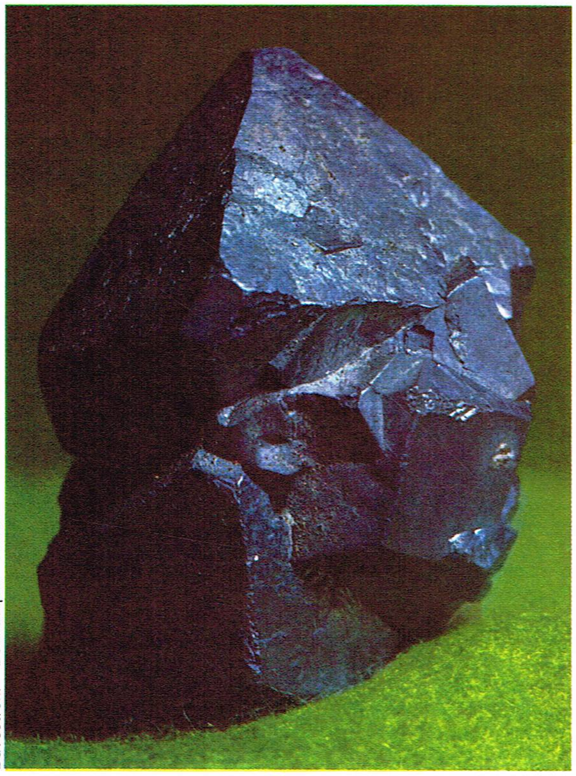
◀ ***Page ci-contre dans la marge;*** **classe hexatétraédrique :** ***1, hexatétraèdre; 2, tritétraèdre; 3, deltoïdedodécaèdre; 4, tétraèdre.*** **Classe gyroédrique :** ***5, icositétraèdre pentagonal.*** **Classe diploédrique :** ***6, didodécaèdre, 7, dodécaèdre pentagonal.***



I.G.D.A.

▼ ***Formes composées du système cubique : rhombododécaèdre; icositétraèdre; cube; octaèdre; tétrahexaèdre.***

▶ *A gauche,* **cristal octaédrique de galène** *provenant de Gonderbach, Westphalie (musée d'Histoire naturelle, Milan).* *A droite,* **pyrite** *en* **cristaux pentagonododécaédriques :** *ce minéral est l'un des plus riches en fer (musée d'Histoire naturelle, Milan).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Classe gyroédrique ou **de la cuprite** (**hémiédrique**)

Son degré de symétrie est : $3A_4$, $4A_3$, $6A_2$. Les formes simples sont un *icositétraèdre pentagonal droit* $\{hkl\}$ et un *icositétraèdre gauche* $\{khl\}$. Ces deux solides ne peuvent se superposer par rotation autour d'un axe, mais seulement par réflexion spéculaire, comme la main droite et la main gauche. Ces formes sont dites *conjuguées énantiomorphes* et ne possèdent ni plans ni centre de symétrie.

Nous citerons, parmi les minéraux de cette classe, la cuprite Cu_2O.

Classe diploédrique ou **de la pyrite** (**hémiédrique**)

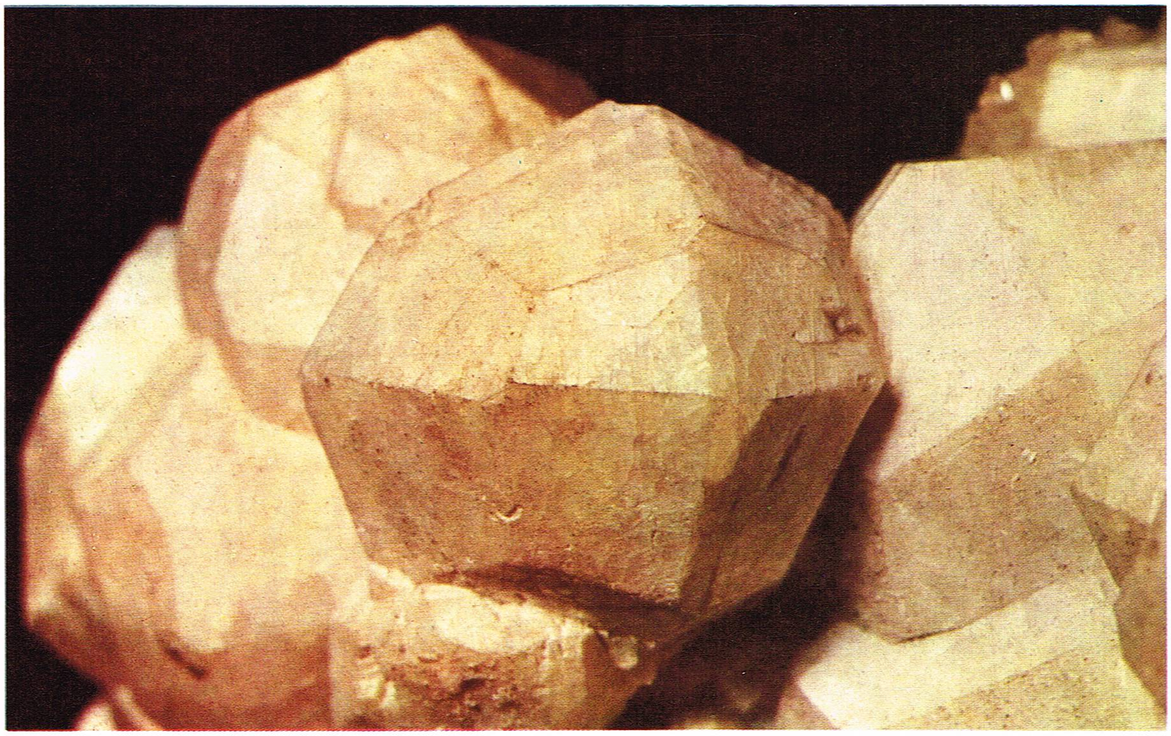
Son degré de symétrie est : $4A_3$, $3A_2$, 3P, C. Les formes simples sont : le *didodécaèdre direct* $\{hkl\}$, et le *didodécaèdre inverse* $\{khl\}$, solide à 24 faces trapézoïdales ; le *dodécaèdre pentagonal direct* $\{hk0\}$ et le *dodécaèdre pentagonal inverse* $\{kh0\}$, solide à 12 faces pentagonales non régulières, appelé aussi *pyritoèdre*. Le dodécaèdre pentagonal dérive par hémiédrie du tétrahexaèdre. Dans cette classe, comme dans les autres classes hémiédriques et tétartoédriques, les formes caractéristiques de la classe peuvent être associées à des formes de la classe holoédrique ; le degré de symétrie est cependant toujours celui de la forme à symétrie la plus basse. On rencontre très communément dans cette classe les combinaisons du cube et du dodécaèdre pentagonal, ainsi que celles de l'octaèdre et du dodécaèdre pentagonal.

La substance la plus commune cristallisant dans cette classe est la pyrite FeS_2.

Classe pentagonododécaédrique-tétraédrique tétartoédrique

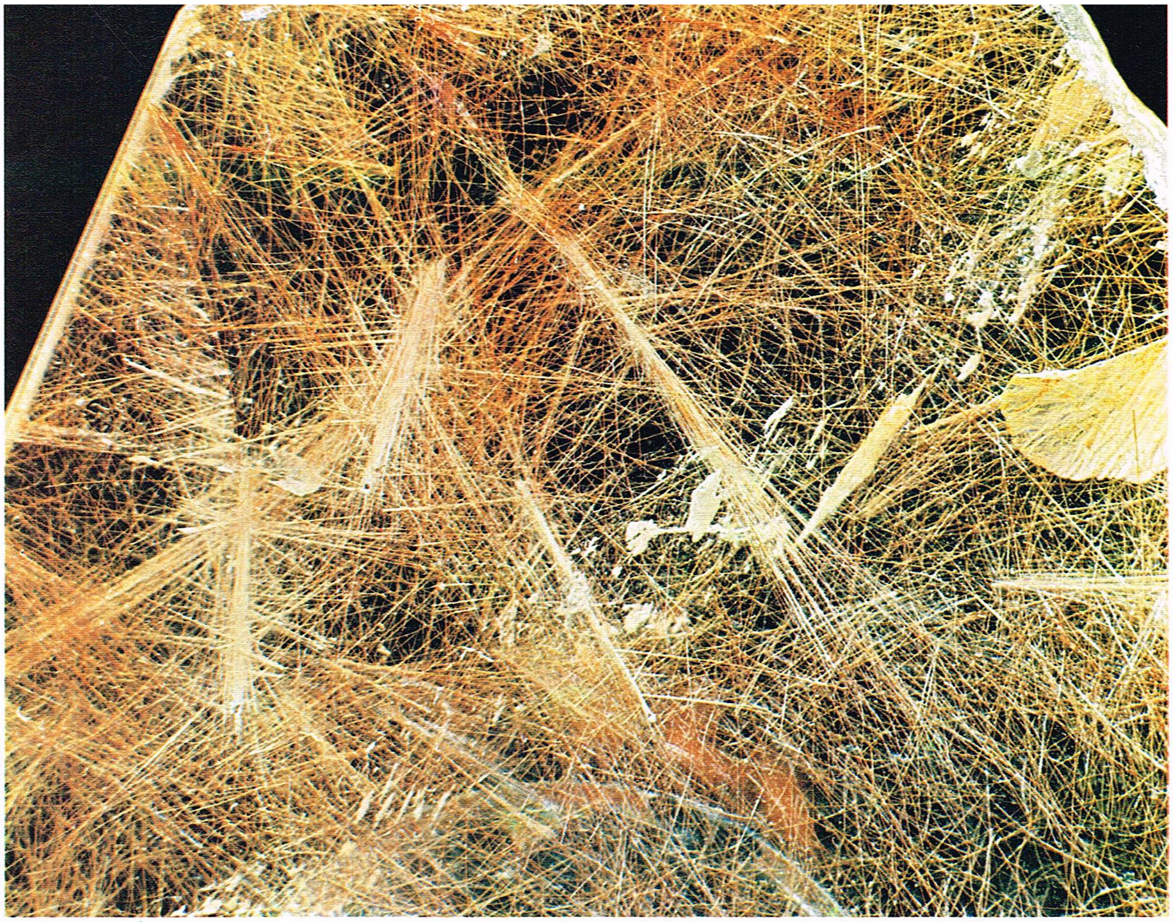
Celle-ci a pour degré de symétrie : $4A_{3(p)}$, $3A_2$. Les formes caractéristiques de la classe sont des *pentagonododécaèdres-tétraèdres* $\{hkl\}$ *droits* et *gauches,* dont chacun a des formes directes et inverses. Il s'agit d'un solide à 12 faces pentagonales, dérivant de l'hexoctaèdre, dont il a seulement un quart des faces.

Dans cette classe, seuls cristallisent des composés naturels rares.

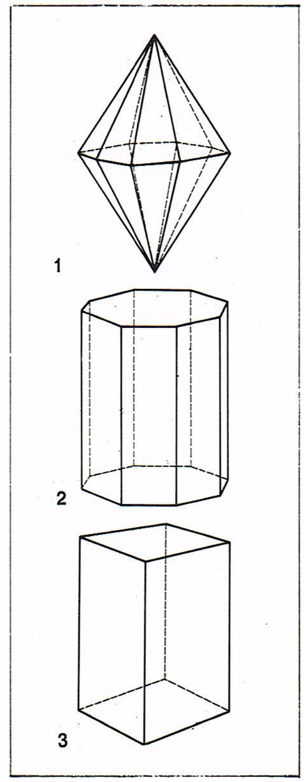


Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ **Analcime** *de forme icositétraèdre (musée d'Histoire naturelle, Milan).*



H. Chaumeton-Jacana



I.G.D.A.

▲ *A gauche, le* **rutile,** ***minéral cristallisant dans la*** **classe bipyramidale ditétragonale** *du* **système quadratique.**
A droite, système de cristallisation de la **classe bipyramidale ditétragonale :**
1, bipyramide ditétragonale ;
2, prisme ditétragonal ;
3, prisme tétragonal.

Système quadratique ou tétragonal

Ce système comprend sept classes. Son élément caractéristique de symétrie est A_4 ou $A_{2(4)}$. Ses constantes sont les suivantes : **a : a : c**, $\alpha = \beta = \gamma = 90°$.

Classe bipyramidale ditétragonale (holoédrique) de la cassitérite

Son degré de symétrie est : A_4, $2A'_2$, $2A''_2$, P, 2P′, 2P″, C. Elle comprend des formes ouvertes et fermées. Parmi les formes simples fermées, on compte la *bipyramide ditétragonale* {*hkl*}, de section octogonale régulière. La *bipyramide tétragonale* de 1er ordre {*hhl*} et celle de 2e ordre {*h*01} sont congruentes l'une par rapport à l'autre. Parmi les formes ouvertes, le *prisme ditétragonal* {*h*01} est à 8 faces parallèles à l'axe de symétrie d'ordre 4. Comme il s'agit d'une forme ouverte, c'est-à-dire qui se prolonge à l'infini, le prisme doit être limité par une ou plusieurs autres formes, le pinacoïde basal {001}, par exemple. Les autres formes ouvertes sont le *prisme tétragonal* de 1er ordre {110} et celui de 2e ordre {100}.

Parmi les minéraux qui cristallisent dans cette classe, citons la cassitérite SnO_2, le rutile TiO_2, et le zircon $ZrSiO_4$.

Classe trapézoédrique tétragonale (hémiédrique)

Elle a pour degré de symétrie : A_4, $2A'_2$, $2A''_2$. Le solide caractéristique de la classe est un *trapézoèdre tétragonal* {*hkl*}, qui admet une autre forme énantiomorphe {*khl*}. Il dérive de la bipyramide tétragonale par réduction du nombre des faces à la moitié.

Parmi les substances naturelles qui cristallisent dans cette classe, citons la phosgénite CO_3Pb. $PbCl_2$.

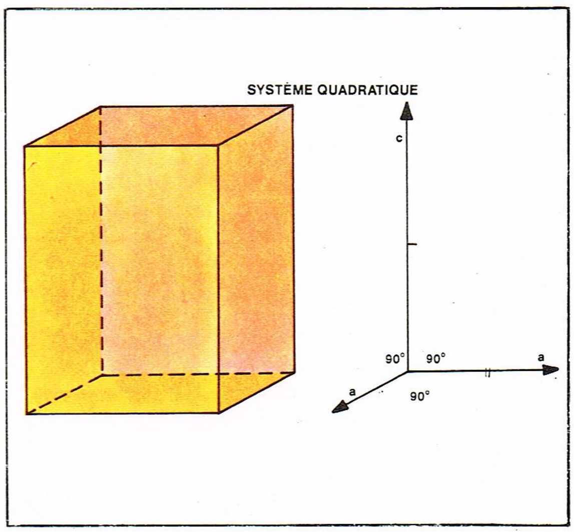
Classe bipyramidale tétragonale (hémiédrique) ou classe de la schéelite

Elle a pour degré de symétrie : A_4, P, C. La forme simple fermée caractéristique est une *bipyramide tétragonale* de 3e ordre {*hkl*}, dérivant de la bipyramide ditétragonale, du fait qu'elle en possède 4 faces de la partie supérieure et 4 faces correspondantes de la partie inférieure. Parmi les formes ouvertes, citons le prisme tétragonal de 3e ordre {*hk*0}.

La schéelite WO_3CaO est l'un des minéraux faisant partie de cette classe.

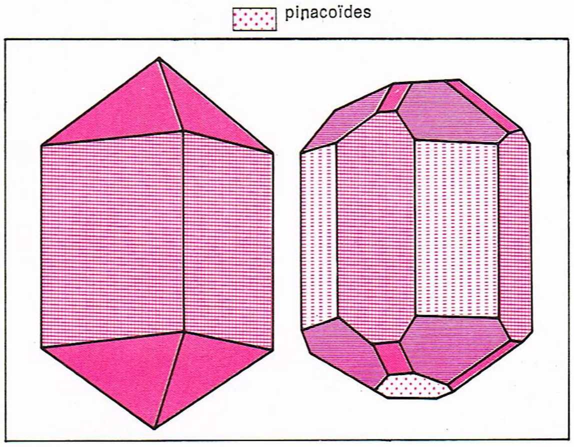
Classe pyramidale ditétragonale (hémiédrique)

Elle a pour degré de symétrie : $A_{4(p)}$, 2P′, 2P″. C'est une classe peu importante qui compte presque uniquement des composés artificiels. La combinaison caractéristique



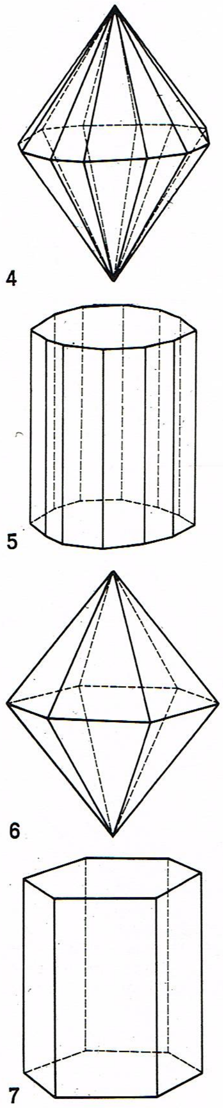
Richard Colin

prisme tétragonal de 2° ordre
prisme tétragonal de 1° ordre
bipyramide tétragonale de 2° ordre
bipyramide tétragonale de 1° ordre
pinacoïdes



I.G.D.A.

◀ ***En haut, représentation géométrique du*** **système quadratique.**
En bas, **formes composées** ***des cristaux du*** **système tétragonal.**



▲ ***Ci-dessus, système de cristallisation de la* classe bipyramidale dihexagonale : *4, bipyramide dihexagonale ; 5, prisme dihexagonal ; 6, bipyramide hexagonale ; 7, prisme hexagonal. En haut à droite,* formes composées *des cristaux du système hexagonal.***

est une *pyramide tétragonale* $\{hkl\}$, complétée par un *pédion* {001}, forme constituée par une seule face.

Classe pyramidale tétragonale (tétartoédrique)

Elle a pour degré de symétrie : $A_{4(p)}$. Il existe dans cette classe des *pyramides tétragonales* de 3ᵉ ordre supérieures et inférieures, qui se combinent les unes avec les autres et avec le pédion.

Citons comme représentant de cette classe la wulfénite MoO_3PbO.

Classe scalénoédrique tétragonale ou de la chalcopyrite (hémiédrique)

Elle a pour degré de symétrie : $A_{2(4)}$, $2A'_2$, $2P''$. Le *scalénoèdre tétragonal* $\{hkl\}$, forme fermée à 8 faces, dérive de la bipyramide ditétragonale. Par contre, les *bisphénoïdes tétragonaux* $\{hhl\}$, solides à 4 faces, dérivent par hémiédrie des bipyramides tétragonales de 1ᵉʳ et 2ᵉ ordre.

La chalcopyrite $CuFeS_2$ est le plus important minéral cristallisant dans cette classe.

Classe tétragonale bisphénoïdale (tétartoédrique)

Elle a pour degré de symétrie : $A_{2(4)}$. Les *bisphénoïdes tétragonaux* de 3ᵉ ordre $\{hkl\}$ de ce groupe dérivent par tétartoédrie de la bipyramide ditétragonale. Seuls des minéraux rares cristallisent dans cette classe.

Système hexagonal

Ce système a 4 axes pour système de référence. Ses constantes sont les suivantes :

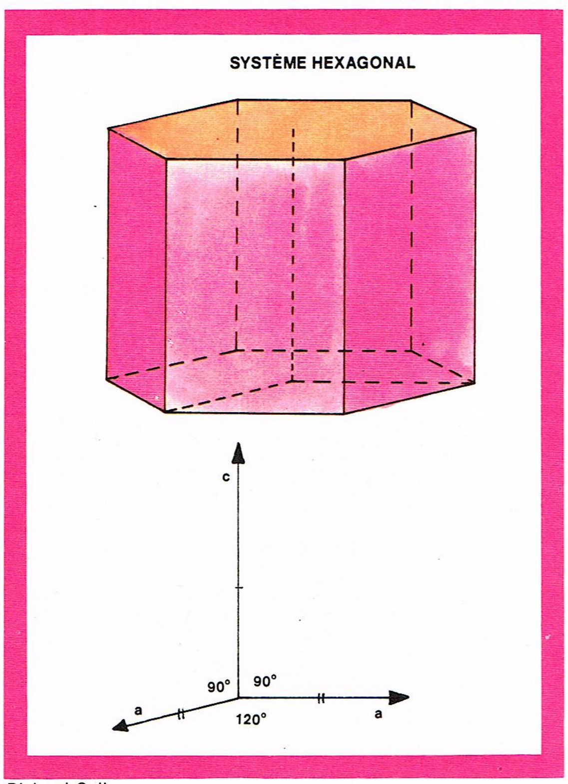
$$a : a : a : c, \quad \alpha = \beta = \delta = 90°, \quad \gamma = 120°$$

Du point de vue cristallographico-morphologique, il comprend cinq classes ; si on le considère du point de vue structural, les classes sont au nombre de sept, par adjonction de deux classes particulières du système trigonal.

Pour plus de simplicité, nous citerons seulement ici les classes qui possèdent un axe de symétrie d'ordre 6.

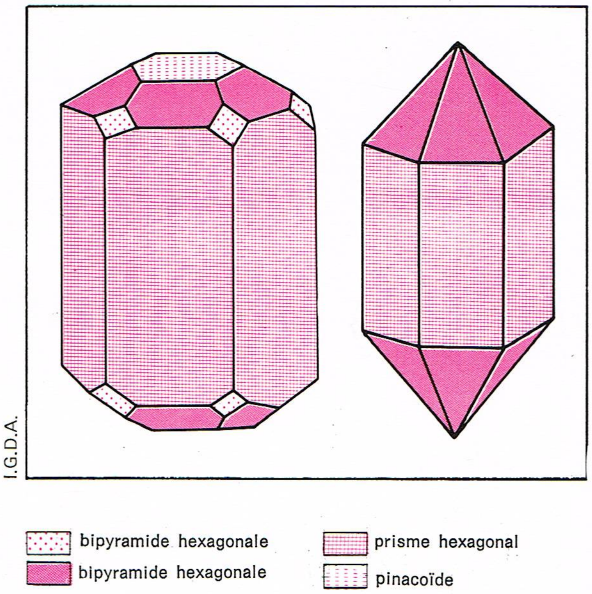
Classe bipyramidale dihexagonale, ou du béryl (holoédrique)

Elle a pour degré de symétrie : A_6, $3\,A'_2$, $3\,A''_2$, P, 3 P′, 3 P″, C. Parmi les formes fermées, on compte la *bipyramide dihexagonale* {hkil}, solide à 24 faces, de section dodécagonale, mais à angles alternativement égaux. En outre, on connaît la *bipyramide hexagonale de*



▶ ***Représentation géométrique* du système hexagonal.**

Richard Colin



1ᵉʳ ordre {h0hl} et la bipyramide hexagonale de 2ᵉ ordre {hh2hl}. Les formes ouvertes sont le *prisme dihexagonal* {hki0}, le *prisme hexagonal de 1ᵉʳ ordre* {10$\bar{1}$0} et celui de 2ᵉ ordre {ll$\bar{2}$0}. Naturellement, les prismes se terminent par des pinacoïdes {0001} ou par des bipyramides.

Parmi les minéraux qui cristallisent dans cette classe, citons le béryl $6\,SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 3\,BeO$, et la molybdénite MoS_2.

Classe trapézoédrique hexagonale (hémiédrique)

Cette classe a pour degré de symétrie : A_6, $3\,A'_2$, $3\,A''_2$. Elle a de l'importance car elle comprend le quartz β. Les formes caractéristiques sont un *trapézoèdre droit* {hkil} et un *trapézoèdre gauche* {ihkl}. Naturellement, presque toutes les formes de la classe holoédrique peuvent entrer en combinaison avec celle-ci.

Classe bipyramidale hexagonale ou de l'apatite (hémiédrique)

Elle a pour degré de symétrie : A_6, P, C. Les formes caractéristiques sont des *bipyramides hexagonales de 3ᵉ ordre,* dérivant par hémiédrie de la bipyramide hexagonale, et des *prismes hexagonaux,* également *de 3ᵉ ordre,* dérivant du prisme dihexagonal.

L'apatite $3\,(P_2O_5\,3\,CaO) \cdot Ca\,[F_2,\ Cl_2,\ (OH)_2]$ ou $[Ca_5\,(F, Cl, OH)\,(PO_4)_3] \cdot CaF_2$ est le plus commun des minéraux qui cristallisent dans cette classe.

Classe pyramidale dihexagonale (hémiédrique)

Elle a pour degré de symétrie : $A_{6(p)}$, 3 P′, 3 P″. Il existe dans cette classe des *pyramides dihexagonales* et *hexagonales* supérieures et inférieures. On y compte la greenockite CdS, et la würtzite ZnS.

Classe pyramidale hexagonale, ou de la néphéline (tétartoédrique)

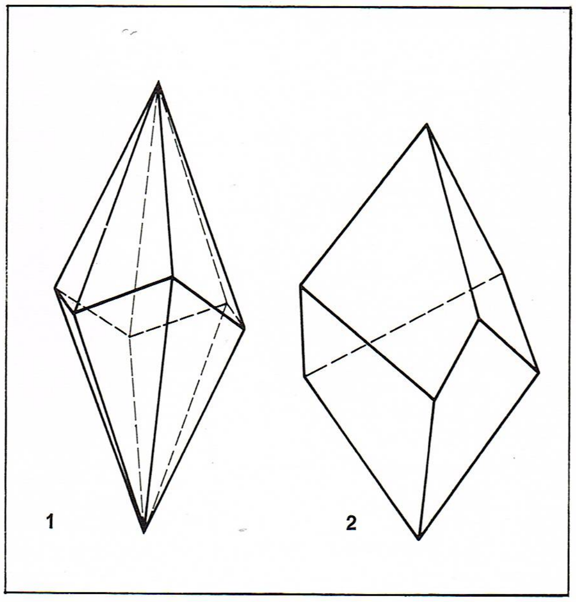
Elle a pour degré de symétrie : $A_{6(p)}$. Les *pyramides* que l'on observe dans cette classe sont *de 3ᵉ ordre* et dérivent de la bipyramide dihexagonale par réduction à un quart des faces.

Parmi les minéraux qui cristallisent dans cette classe, citons la néphéline $2\,SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot (Na_2,\ K_2)\,O$ ou $(NaK)\,AlSiO_4$ (la composition de ce minéral est variable).

Signalons ici, comme nous l'avons déjà laissé entendre, que certains auteurs considèrent l'existence de deux classes qui, ayant un axe de symétrie d'ordre 3, mais un axe d'ordre 6 d'inversion, peuvent être ramenées au système hexagonal ou au système trigonal. Nous les considérons ici comme trigonales.

Système trigonal ou rhomboédrique

Par commodité, on utilise aujourd'hui comme système de référence le système de notation à 4 axes (voir plus haut, système hexagonal). Comme nous l'avons déjà dit, on peut utiliser aussi dans le système trigonal



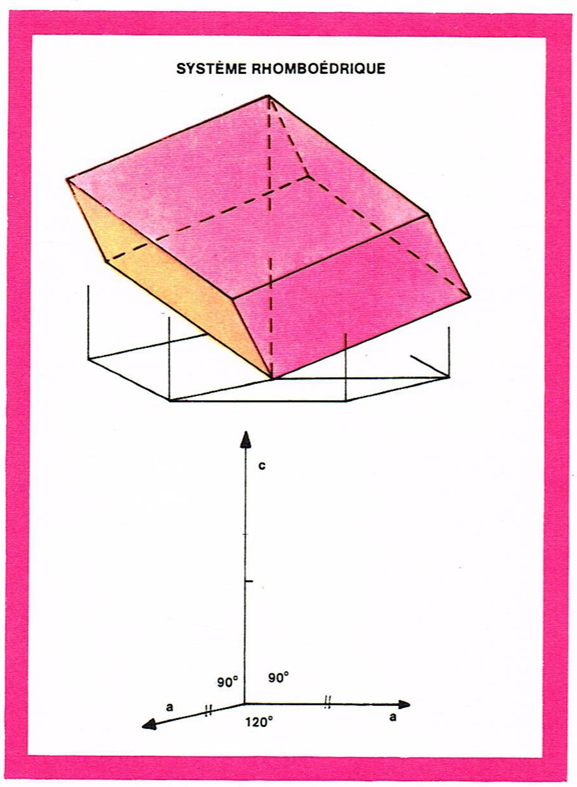
I.G.D.A.

un système de référence à 3 axes, en prenant comme axes cristallographiques trois arêtes du rhomboèdre. Nous préférons ici considérer un système de référence quadri-axial, également du fait que les analogies entre le système hexagonal et le système trigonal sont nombreuses. Les classes du système trigonal peuvent même être considérées comme hémiédriques ou tétartoédriques par rapport à la classe bipyramidale dihexagonale. Pendant un certain temps, les deux systèmes ont été confondus en un unique système.

Classe bipyramidale ditrigonale

Elle a pour degré de symétrie : $A_{3(6)}$, 3 A_2, 3 P, C. Les formes caractéristiques de cette classe sont la *bipyramide ditrigonale,* dérivant avec l'existence de 6 faces supérieures et 6 faces inférieures de la bipyramide dihexagonale, et le *prisme ditrigonal,* la *bipyramide trigonale* dérivant par hémiédrie de la bipyramide hexagonale, et enfin le *prisme trigonal.*

Cette classe n'a pas d'importance pour les substances naturelles.



Richard Colin

Classe scalénoédrique ditrigonale, ou de la calcite

Elle a pour degré de symétrie : $A_{3(6)}$, 3 A_2, 3 P, C. Cette classe comprend deux formes très communes : le *scalénoèdre ditrigonal* {hkil}, solide à 12 faces, dérivant lui aussi de la bipyramide dihexagonale, par hémiédrie, mais à faces de la partie supérieure ne correspondant pas à celles de la partie inférieure, et le *rhomboèdre* {h0hl}, dérivant par hémiédrie de la bipyramide hexagonale de 1[er] ordre. Le rhomboèdre a 3 couples de faces parallèles ; il peut être allongé ou aplati selon l'axe d'ordre 3 ; c'est le solide de clivage de la calcite.

Cette classe comprend non seulement la calcite $CaCO_3$, mais aussi la sidérite (sidérose) CO_3Fe, la smithsonite $ZnCO_3$, le corindon Al_2O_3, l'hématite Fe_2O_3, et bien d'autres minéraux.

Classe bipyramidale trigonale

Elle a pour degré de symétrie : A_3. Certains auteurs considèrent que cette classe est hexagonale, du fait de l'existence d'un axe d'inversion d'ordre 6. Elle est caractérisée par des *bipyramides* et des *prismes trigonaux de 3[e] ordre,* dérivant par tétartoédrie de la bipyramide et du prisme hexagonaux.

Cette classe n'a pas de représentants naturels.

Classe trapézoédrique trigonale, ou du quartz

Elle a pour degré de symétrie : A_3, 3 $A_{2(p)}$. Le *trapézoèdre trigonal* dérive, comme la bipyramide trigonale de 3[e] ordre, et par tétartoédrie, de la bipyramide dihexagonale. Alors que la bipyramide possède les faces correspondantes à la partie supérieure et à la partie inférieure, le trapézoèdre a des faces qui ne se correspondent pas. Faute de plans et d'un centre de symétrie, les trapézoèdres présentent des formes énantiomorphes, l'une droite et l'autre gauche. Le symbole est le même que celui de la forme holoédrique, c'est-à-dire celui de la bipyramide dihexagonale. Naturellement, on peut combiner avec le trapézoèdre d'autres formes du système, comme des rhomboèdres et des bipyramides et même des formes du système hexagonal. Dans le quartz les combinaisons du trapézoèdre {hkil} avec deux rhomboèdres {h0hl} et {0hhl}, qui ressemblent parfois à une bipyramide hexagonale, et avec le prisme hexagonal {1010} sont fréquentes.

Outre le quartz α de formule SiO_2, nous citerons dans cette classe le cinabre HgS.

Classe rhomboédrique, de la dolomite, ou dolomie

Elle a pour degré de symétrie : $A_{3(6)}$, C. Cette classe est caractérisée par des *rhomboèdres de 3[e] ordre,* dérivant par tétartoédrie de la bipyramide dihexagonale, et qui ont donc une orientation n'admettant pas des plans de symétrie comme dans le rhomboèdre de 1[er] ordre.

Nous citerons, parmi les représentants de cette classe, la dolomite, ou dolomie,

$$CO_3Ca \cdot CO_3Mg \quad \text{ou} \quad CaMg\,(CO_3)_2,$$

et l'ilménite (Fe, Mg, Mn) TiO_3 (le magnésium et le manganèse sont peu abondants dans l'ilménite proprement dite, dont la formule peut donc être ramenée à $FeTiO_3$).

Classe pyramidale ditrigonale, ou de la tourmaline

Elle a pour degré de symétrie : $A_{3(p)}$, 3 P. Dans cette classe, il existe seulement des formes ouvertes, comme des *pyramides ditrigonales* et *trigonales supérieures et inférieures,* des *prismes ditrigonaux* et *trigonaux,* et des *pédions.*

Le représentant le mieux connu est la tourmaline $12\,SiO_2 \cdot 3\,B_2O_3 \cdot 26\,RO \cdot 4\,H_2O$, où R représente

$$(Al_2, Cr_2, Fe, Mg, Mn, Li_2, Na_2, K_2) \text{ ou}$$
$$[(Na_2, Ca)\,(Fe, Li_2, Mg)_6 \cdot B_6Al_6\,(AlSi_2O_9)_6 \cdot (O \cdot OHF)_8].$$

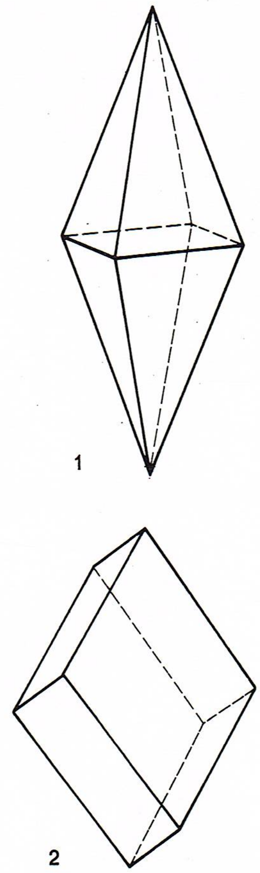
Classe pyramidale trigonale

Elle a pour degré de symétrie : $A_{3(p)}$. Il s'agit d'une classe tétartoédrique, à *pyramides trigonales de 3[e] ordre.*

Elle ne compte pas de représentants parmi les substances naturelles.

Système orthorhombique

Le système orthorhombique est caractérisé par les constantes **a : b : c,** $\alpha = \beta = \gamma = 90°$. Il est le premier du groupe trimétrique. Il comprend trois classes.



I.G.D.A.

▲ ***Système de cristallisation de la* classe bipyramidale rhombique :**
1, bipyramide ; 2, prisme.

◀ ***En haut, système de cristallisation de la* classe scalénoédrique ditrigonale :**
***1, le scalénoèdre ditrigonal ;* classe trapézoédrique trigonale :**
2, trapézoèdre trigonal.

◀ ***Représentation géométrique* du système rhomboédrique.**

▶ ***Page ci-contre, en haut à gauche,*** **formes composées** ***des cristaux du*** **système monoclinique** ***(à gauche et au centre); du*** **système triclinique** ***(à droite).***

Classe bipyramidale rhombique, ou de la barytine (holoédrique)

Elle a pour degré de symétrie : A_2, A'_2, A''_2, P, P', P''_3, C. Cette classe est caractérisée par des *bipyramides* de section rhombique {hkl} et par des *prismes,* également de section rhombique. Il n'y a pas de règle fixe pour l'orientation des prismes. Habituellement, on préfère faire coïncider avec l'axe des **z** la plus grande dimension et avec l'axe des **x** la plus petite. Il peut y avoir des prismes allongés suivant **x** {0kl}, suivant **y** {h0l}, ou encore allongés suivant **z** {hk0}. Les autres formes fréquentes sont les *picanoïdes.*

Il existe dans cette classe de nombreux minéraux, comme la barytine $BaSO_4$, la célestine $SrSO_4$, l'anglésite $PbSO_4$, la stibine Sb_2S_3, les péridots SiO_4 (Mg, Fe)$_2$, la marcassite FeS_2 et le soufre S.

Classe bisphénoïdale rhombique (hémiédrique)

Elle a pour degré de symétrie : A_2, A'_2, A''_2. Cette classe doit son nom au *bisphénoïde,* qui dérive de la bipyramide rhombique, du fait de l'existence de 4 faces alternantes. L'absence de plans et de centre de symétrie aboutit à l'existence de formes énantiomorphes droites et gauches.

Le composé le mieux connu qui cristallise dans cette classe est l'epsomite $MgSO_4 \cdot 7\,H_2O$.

Classe pyramidale rhombique, ou de la calamine (hémiédrique)

Elle a pour degré de symétrie : $A_{2(p)}$, P', P". Cette classe comprend des *pyramides supérieures* et *inférieures* et des *pédions,* des *dômes,* c'est-à-dire des formes constituées par deux faces tectiformes, symétriques par rapport à un plan, ainsi que des *prismes* et des *pinacoïdes.*

La calamine $SiO_2 \cdot 2\,ZnO \cdot H_2O$ est le composé naturel le mieux connu.

Système monoclinique

Ce système est caractérisé par les constantes **a : b : c,** $\alpha = \gamma = 90°$, $\beta \neq 90°$. L'axe des **z** est incliné vers l'observateur. Il n'existe pas de formes simples fermées, et il y a donc seulement des combinaisons. Le système comprend trois classes.

Classe prismatique, ou de l'orthoclase (holoédrique)

Elle a pour degré de symétrie : A_2, P, C. L'unique axe de symétrie coïncide avec **y.** La combinaison la plus élémentaire est celle du *prisme monoclinique* {hk0}, de section rhombique, combiné avec le *pinacoïde* de base {001}. Il existe aussi des *prismes parallèles* à **x** {0kl}, des *prismes obliques positifs* {hkl} et *négatifs* {hkl}; il n'y a pas de possibilité d'existence de prismes parallèles à **y.** Dans la zone {010}, il existe des *pinacoïdes* à deux axes positifs {h01} et négatifs {h01}. Il y a aussi, fréquemment, des pinacoïdes à un seul axe {100}, {010}, {001}.

Les substances qui cristallisent dans cette classe du système monoclinique sont très nombreuses; citons, par exemple, les orthoses,

$$6\,SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot K_2O \quad \text{ou} \quad KAl \cdot Si_3O_8,$$

le gypse $SO_4Ca \cdot 2\,H_2O$, l'arsénopyrite, ou mispickel, $FeAs \cdot S$, les pyroxènes, les amphiboles et les micas.

Classe domatique (hémiédrique)

Elle a pour degré de symétrie : P. Il existe dans cette classe des combinaisons de *dômes* (formes hémiédriques des prismes monocliniques) *à deux axes et à trois axes,* de *pédions* et du *pinacoïde* {010}.

Les substances naturelles qui cristallisent dans cette classe sont mal connues.

Classe sphénoïdale (hémiédrique)

Elle a pour degré de symétrie : $A_{2(p)}$. Cette classe comprend des *sphénoïdes,* formes constituées par deux faces tectiformes, symétriques par rapport à un axe de symétrie d'ordre 2. Les sphénoïdes possibles correspondent aux symboles {0kl}, et {hk0}, chacun avec une forme gauche correspondante. Les sphénoïdes se combinent habituellement avec des *pinacoïdes* et des *pédions.*

Dans cette classe cristallisent d'innombrables substances organiques dextrogyres et lévogyres, dont les acides tartriques.

Système triclinique

Ce système est caractérisé par les constantes suivantes : **a : b : c,** $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90°$. Il compte deux classes, dont l'une est asymétrique.

Classe pinacoïdale, ou de l'albite (holoédrique)

Elle a pour degré de symétrie : C. Cette classe comprend sept types de *pinacoïdes :* à un axe, à deux axes et à trois axes.

Elle est riche en minéraux, dont l'albite :

$$6\,SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot Na_2O \quad \text{ou} \quad Na\,Al\,Si_3O_8,$$

le microcline $6\,SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot K_2O$ ou $K\,Al\,Si_3O_8$, et la cyanite, ou disthène, $SiO_2 \cdot Al_2O_3$ ou Al_2SiO_5.

Classe pédiale (hémiédrique)

Elle ne présente pas d'éléments de symétrie. Les formes existantes sont toutes des *pédions* qui, comme nous l'avons dit, sont constitués par une face unique.

On connaît seulement quelques substances organiques cristallisant dans cette classe.

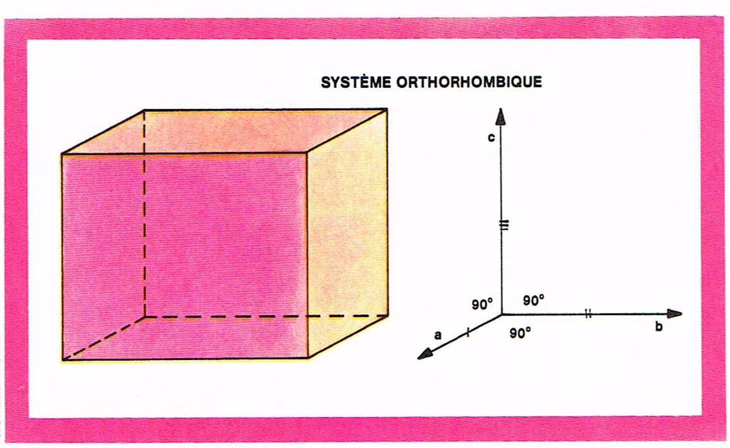
Agrégats et macles

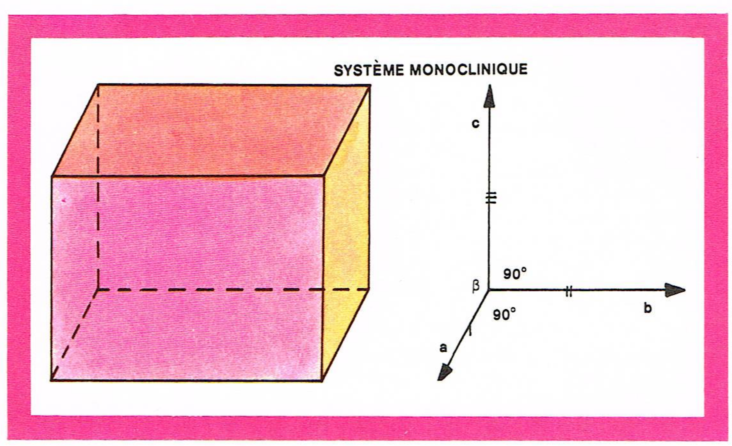
Dans la nature, les cristaux peuvent se présenter en tant qu'individus isolés, mais on les trouve plus communément en *agrégats.*

Quand plusieurs cristaux sont implantés dans une matrice, ou gangue, mais font saillie dans une cavité, il s'agit d'une *druse* si la matrice est plane et d'une *géode* si la matrice est concave. Il existe d'autres agrégats caractéristiques, comme les *dendrites,* d'aspect arborescent, qui se forment lorsqu'il y a peu de matière constituant l'agrégat. Quand de nombreux cristaux prennent une même orientation, il s'agit d'une *association parallèle,* comme pour les cristaux de quartz, implantés sur la matrice selon {0001}, avec leurs axes de symétrie d'ordre 3 parallèles.

Lorsque deux cristaux ou plus sont réunis les uns aux autres selon des règles déterminées, il s'agit de *macles.* Nous appellerons *plan de macle, axe de macle,* et *centre de macle,* les éléments réticulaires par rapport auxquels deux cristaux maclés sont symétriques non seulement en

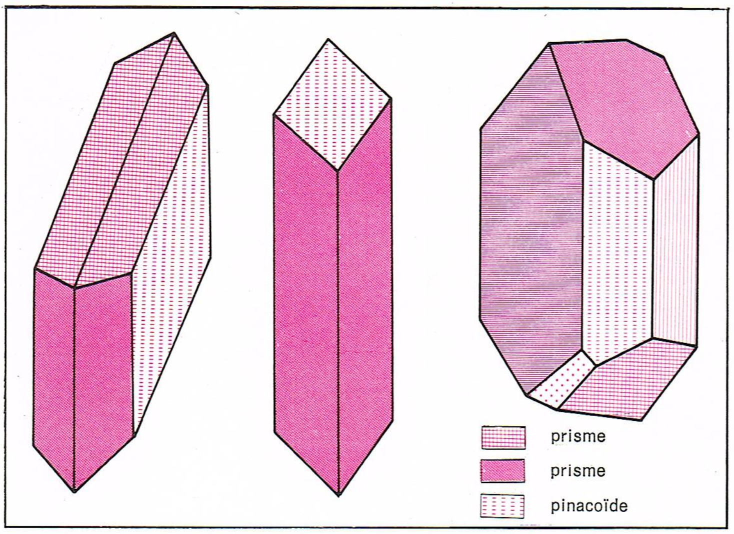
▼ ***Représentations géométriques : à gauche, du*** **système orthorhombique; *à droite, du*** **système monoclinique.**

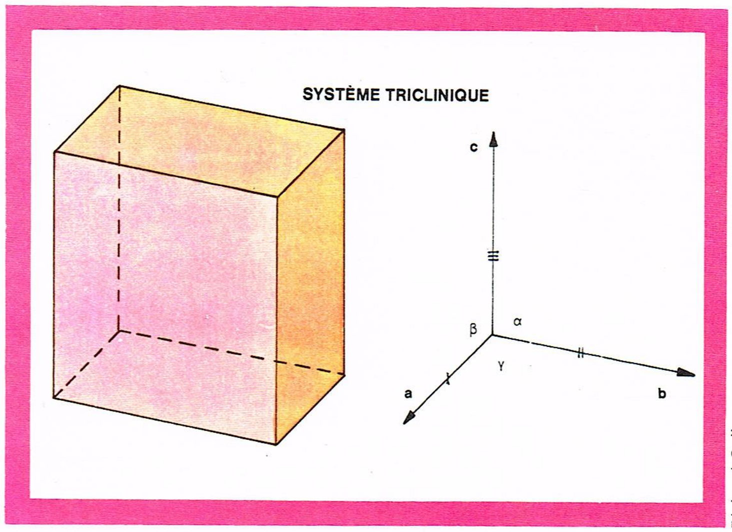




Richard Colin

Richard Colin





ce qui concerne leur réseau, mais aussi en ce qui concerne toutes leurs propriétés physiques. Le plan de macle divise la macle en parties (théoriquement) égales. Il ne peut être un plan parallèle au plan de symétrie de chacun des cristaux de la macle. Deux cristaux maclés peuvent être en contact selon une face *(macles de contact)* ou selon une surface irrégulière *(macles d'interpénétration)*. Les macles sont indiquées soit par le symbole de l'axe de la macle, soit par un nom particulier.

Il existe plusieurs types de macles. Nous n'en citerons que quelques-uns.

● Il existe des **macles selon la loi du spinelle.** Il s'agit de deux octaèdres et de deux cubes réunis les uns aux autres, avec un plan de macle {111}, et un axe de macle qui est l'un des quatre axes d'ordre 3. Cette macle est caractéristique de la magnétite et de la fluorite.

● La pyrite présente **une macle en « croix de fer ».** Le plan est alors une face du rhombododécaèdre {110}, et l'axe de macle est la normale à cette face, qui, dans la classe holoédrique, est un axe de symétrie d'ordre 2, mais non dans la pyrite.

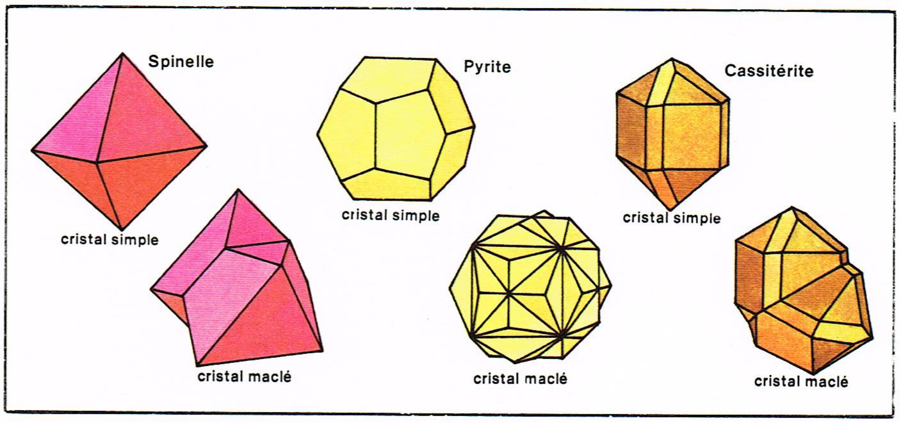
● La **macle « en bec d'étain »**, la **macle « en cœur »** et la **macle « en genou »** sont caractéristiques de la cassitérite et du rutile. Le plan de macle est alors une face de la bipyramide de 2ᵉ ordre {101}.

● Le gypse présente très fréquemment la **macle « en fer de lance »**, avec le plan de macle et le plan de contact {101}.

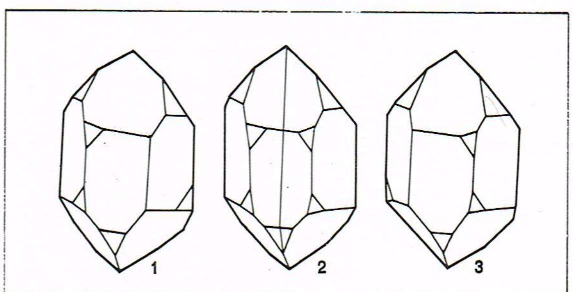
● L'orthose peut obéir à plusieurs lois de macle, la plus commune étant la **macle de Carlsbad.** Il s'agit d'une macle par hémitropie parallèle, avec un axe de macle [001]. Les cristaux s'interpénètrent partiellement et sont aplatis selon {010}.

● Les plagioclases présentent eux aussi de nombreux types de macles, souvent même combinés entre eux ; le plus répandu de ces types est la **macle polysynthétique (ou selon la loi de l'albite).** Les cristaux tricliniques de l'albite ou des autres termes de la série des plagioclases s'unissent les uns aux autres selon la face (010), qui est aussi un plan de macle. L'axe de macle est normal à (010). Il en résulte un ensemble de cristaux ayant subi une rotation de 180° l'un par rapport à l'autre, mais ressemblant extérieurement à un cristal monoclinique.

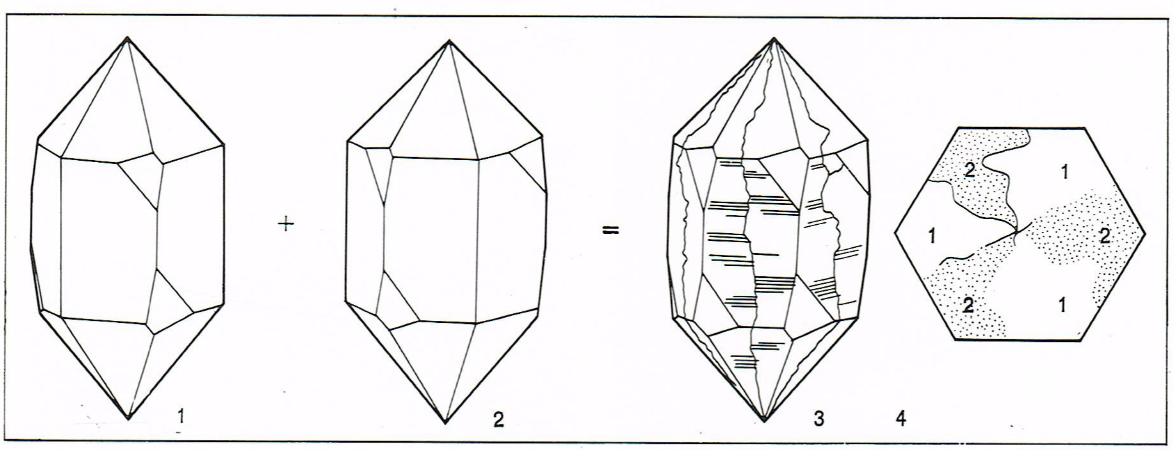
● Le quartz, qui présente des formes énantiomorphes, droites et gauches, peut former des macles d'un individu



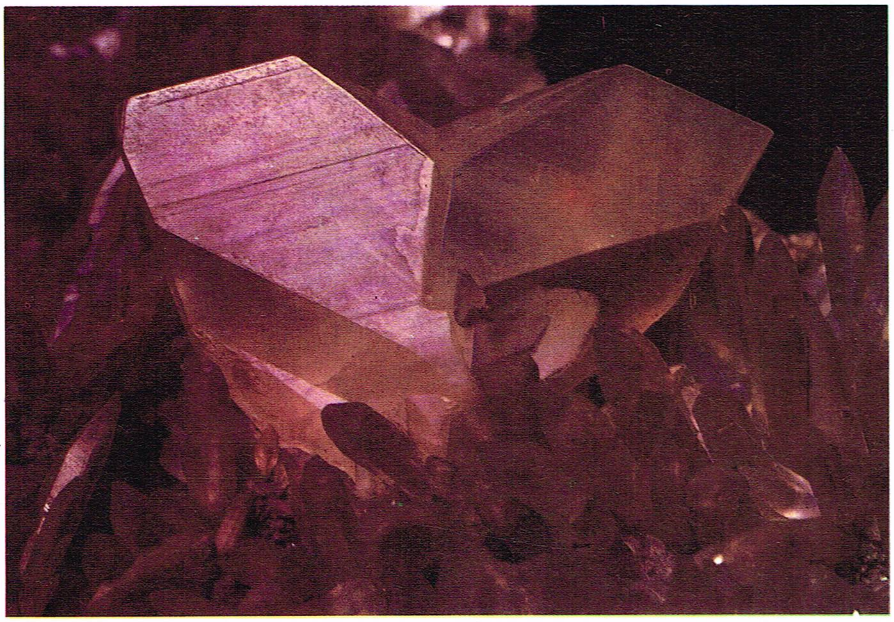
▲ ***Ci-dessus, en haut, représentation géométrique du* système triclinique.**
En bas, différents types de cristaux simples et maclés.



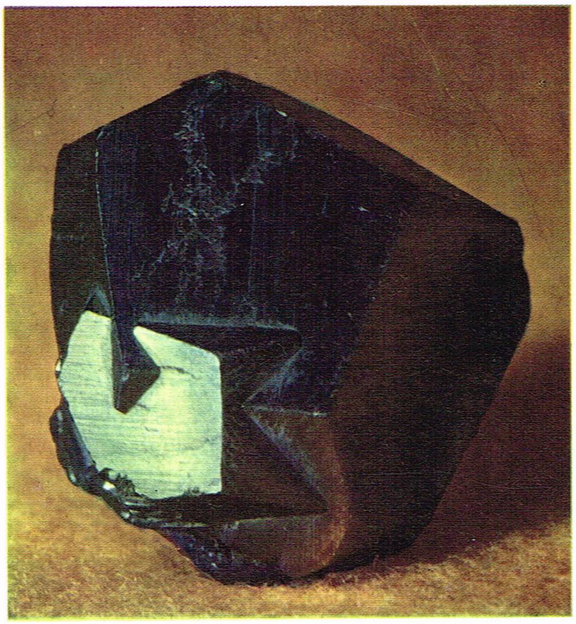
◄ ***Macle de quartz selon la* loi du Brésil *(2) : la macle est formée par l'interpénétration d'un cristal gauche (1) et d'un cristal droit (3).***



◄ ***Macle de quartz selon la* loi du Dauphiné *(3) : la section transversale (4) montre le schéma théorique de la macle issue de deux cristaux droits ; les schémas 1 et 2 correspondent aux cristaux simples.***



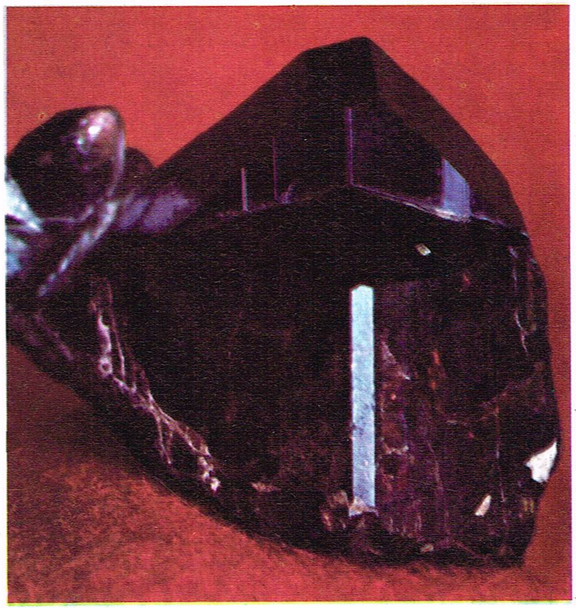
Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



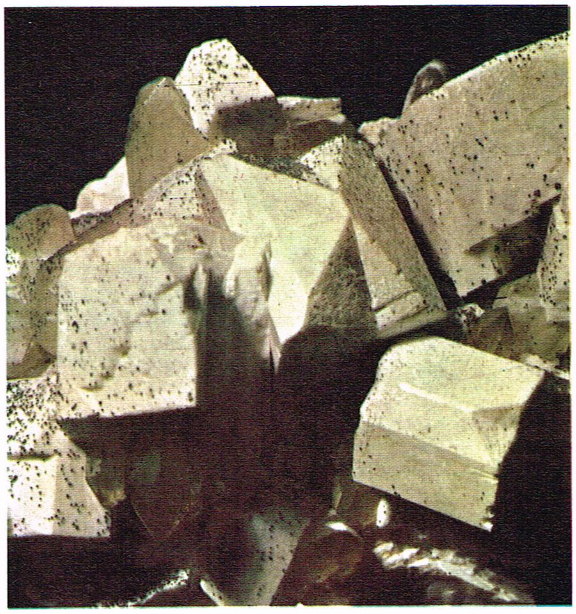
Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche, cristal de* calcite *maclé en « cœur »; à droite,* pyrite *maclée en « croix de fer ».*





Bavestrelli - Bevilacqua



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *A gauche, cristal de* gypse *maclé en « fer de lance ». A droite, en haut, macle en « bec d'étain »; en bas, groupe d'*orthoses *maclées.*

droit avec un individu gauche, ou bien de deux individus droits et de deux individus gauches. Dans le premier cas, la loi de macle est appelée **loi du Brésil.** Le plan de macle est alors une face du prisme hexagonal {1120}. L'interpénétration est telle que la macle présente l'aspect d'un cristal simple. Il est possible de reconnaître qu'il s'agit d'une macle seulement si l'on voit les facettes du trapézoèdre trigonal, appartenant à deux individus droits et gauches; sinon, il faut avoir recours aux figures de corrosion. Il en va autrement dans la macle de deux individus soit droits, soit gauches. La loi de macle est alors dite **loi du Dauphiné.** L'axe de macle est [0001], c'est-à-dire l'axe d'ordre 3. Pour faire superposer les deux cristaux, il faut faire effectuer une rotation de 180° de l'un d'entre eux autour de l'axe de macle. Le phénomène de la macle dans le quartz est très commun et il est important de le déterminer, car les cristaux de quartz maclés, par suite de compensations internes, ne présentent pas le phénomène de la piézo-électricité, qui est au contraire caractéristique dans les cristaux simples très recherchés par différentes industries.

Propriétés physiques des cristaux

Les propriétés physiques des cristaux sont soit scalaires, soit vectorielles. Les propriétés scalaires peuvent être représentées par un seul paramètre, alors que les propriétés vectorielles le sont par trois : l'intensité, la direction et le sens.

Par exemple, le poids spécifique est une propriété scalaire : il suffit d'en donner la valeur obtenue avec l'un des instruments de mesure habituels. La dureté est, par contre, une propriété vectorielle. Il convient de spécifier dans quelle direction et dans quel sens a été exécutée la mesure ayant permis d'établir la dureté attribuée à un minéral cristallisé, bien que, dans la pratique, on considère une valeur moyenne. En effet, les valeurs de la dureté varient parfois énormément selon les différentes faces d'un même cristal ou selon des directions différentes d'une même face, ou même, bien que la différence soit minime, selon les différents sens d'une même direction.

Alors que les propriétés scalaires sont en quelque sorte indépendantes de la structure, les propriétés vectorielles dépendent étroitement de la structure cristalline et spécifiquement de la plus ou moins grande densité réticulaire.

Le poids spécifique

Le poids spécifique est une propriété importante, car on s'en sert pour le diagnostic ainsi que pour séparer des minéraux les uns des autres. Il est particulièrement employé pour la reconnaissance des gemmes, étant donné que sa détermination n'endommage pas la pierre précieuse.

Le poids spécifique est le rapport entre le poids d'un minéral et le poids d'un volume égal d'eau distillée à 4 °C. On peut l'obtenir directement avec le pycnomètre ou indirectement avec la balance de Westphal.

— *Méthode directe de détermination*

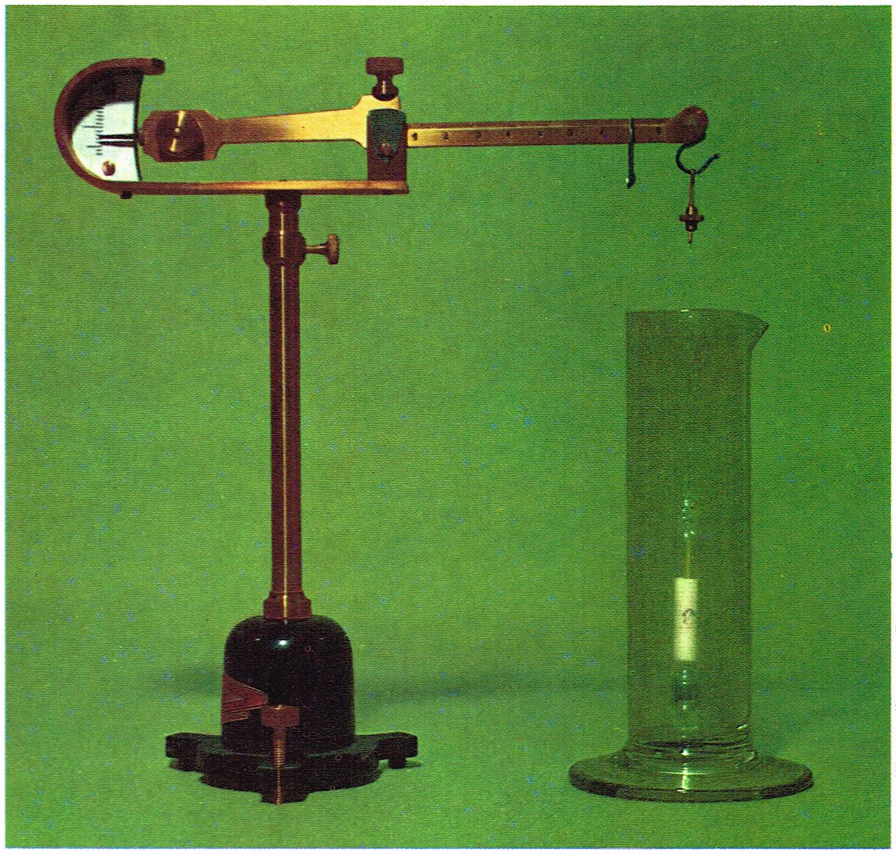
Le pycnomètre est utilisé quand on dispose de plusieurs grammes du minéral. Il s'agit d'un petit flacon à col large, où est enfoncé un bouchon à l'émeri relié à un tube capillaire de plusieurs centimètres de longueur. On pèse le minéral à l'aide d'une balance de précision, puis on remplit d'eau le pycnomètre, y compris son tube capillaire. On introduit le minéral dans le pycnomètre en éliminant l'eau déplacée; on remet à niveau et on pèse le pycnomètre contenant l'eau et le minéral. Si l'on nomme M le poids du minéral, P le poids du pycnomètre plein d'eau, et T le poids du pycnomètre contenant de l'eau en même temps que le minéral, on obtient la relation suivante :

$$\text{poids spécifique} = \frac{M}{P + M - T}.$$

Il faut vérifier que le minéral n'est pas soluble dans l'eau. Si tel est le cas, on peut utiliser un autre liquide en tenant compte de son poids spécifique différent; en tout cas, il est nécessaire de faire attention que le minéral examiné soit exempt de cavités.

— *Méthode indirecte de détermination*

On utilise plus communément en minéralogie la méthode des liquides denses. Avec cette méthode, il suffit d'un fragment, même petit, du minéral. Celui-ci est mis dans un petit tube contenant un liquide particulièrement lourd. Si le fragment flotte, on dilue le liquide avec de l'eau ou un autre diluant approprié jusqu'à ce que le fragment reste parfaitement en équilibre dans le liquide (c'est-à-dire reste dans la position où on le met, sans flotter ni aller au fond, même lentement). En ce cas, le poids spécifique du minéral est identique à celui du liquide. On détermine alors le poids spécifique du liquide avec une balance de Westphal, qui est une balance hydrostatique adaptée à cet usage. La balance de Westphal consiste en un pied à tige réglable et en un bras gradué.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ **La balance de Westphal** ***est un système hydrostatique permettant de déterminer indirectement le poids spécifique d'un minéral.***



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ ***Deux types de pycnomètres*** *utilisés* ***pour la détermination directe du poids spécifique des minéraux.***

A l'extrémité du bras gradué, on suspend par un fil très fin, en platine ou en soie, un petit thermomètre, qui sert à la fois de corps immergé et pour la lecture de la température du liquide.

On immerge le thermomètre dans le liquide, après avoir taré la balance avec de l'eau distillée (poids spécifique = 1). Le bras subit un déplacement vers le haut, qui est équilibré par des poids cavaliers, que l'on pose sur dix crans que porte le bras. Certains poids représentent les unités, d'autres la première décimale, d'autres encore la deuxième décimale, et d'autres enfin la troisième décimale. Ainsi, on lit directement sur le bras de la balance le poids spécifique du liquide, qui est également celui du minéral.

Parmi les liquides les plus utilisés, nous citerons : le bromoforme (poids spécifique = 2,90), qu'on peut diluer avec du benzène ou de l'éther, l'iodure de méthylène, généralement le plus employé (poids spécifique = 3,32), qu'on peut diluer également, et la liqueur de Clerici, solution aqueuse de formiate et de malonate de thallium (poids spécifique = 4,10), dont l'emploi est difficile en raison de sa toxicité.

Pour des poids spécifiques supérieurs, il convient d'utiliser comme liquides lourds des substances à l'état fondu ; mais alors la méthode devient très laborieuse, de sorte que, pour les minéraux à haut poids spécifique, comme de nombreux minerais métallifères, cette méthode n'est pas applicable.

Actuellement, on se sert pour la détermination du poids spécifique de la balance de torsion, qui permet une détermination très rapide et très exacte et nécessite seulement de petites quantités des minéraux étudiés.

Les propriétés magnétiques

Les minéraux sont dits *magnétiques* quand ils peuvent être attirés par un aimant. Pour observer le magnétisme, il faut souvent réduire le minéral en poudre fine. Les minéraux qui sont attirés par un aimant sont dits *paramagnétiques,* ceux qui ne le sont pas sont qualifiés de *diamagnétiques*. Quand on tire une petite barre d'un minéral paramagnétique et qu'on la place, suspendue à un fil, dans un champ magnétique, elle se met parallèlement aux lignes de force.

Parmi les minéraux paramagnétiques, citons : la magnétite, qui a la plus grande susceptibilité magnétique, la pyrrhotite, et, dans une moindre mesure, presque tous les minerais de fer comme l'hématite, la sidérite, etc. Le soufre, le bismuth et la titanite, ou sphène, par exemple, sont diamagnétiques (ils présentent fort peu de susceptibilité magnétique).

Les propriétés magnétiques sont utilisées pour séparer les phases de mélanges de minéraux dont la susceptibilité magnétique est différente, aussi bien en laboratoire que dans l'industrie, grâce à des séparateurs magnétiques. Il existe de nombreux types de séparateurs magnétiques : à plan incliné, à ruban et à vis d'Archimède ; ils peuvent sélectionner plusieurs minéraux en une seule fois, quand ces minéraux ont une susceptibilité magnétique différente.

Les propriétés magnétiques sont utilisées aussi pour la recherche de gisements de minerais magnétiques, particulièrement la magnétite. On se sert à cet effet d'une boussole spéciale, pourvue d'un bras et d'une masse en fer doux réglable sur celui-ci. La boussole est tarée en un lieu ne présentant sûrement pas de magnétisme, et l'on note la déviation du nord magnétique de l'aiguille sous l'action de la masse métallique. La présence de masses de magnétite dans le sous-sol modifie d'autant plus l'angle que ces masses sont plus puissantes et plus proches de la surface. En effectuant un certain nombre de relevés en des lieux voulus, on arrive, par jonction des points où la déviation est égale, à établir une carte qui permet d'interpréter la présence de masses magnétiques dans le sous-sol. En certains cas, les minéraux paramagnétiques peuvent devenir des aimants permanents, comme dans l'exemple classique de la magnétite du cap Calamita, dans l'île d'Elbe, où l'on considère que la magnétisation permanente a eu lieu grâce aux coups de foudre répétés qui sont tombés sur le minerai de fer, lequel affleure presque. En effet, dans de nombreux cas, la magnétite de cap Calamita peut attirer la limaille de fer.

Le clivage

L'une des propriétés physiques les plus évidentes des cristaux est le clivage. Toutefois, celui-ci n'est pas commun à tous les cristaux : certains, comme le quartz, la pyrite, les grenats, la magnétite, etc., ne se clivent pas, mais se cassent selon une cassure conchoïdale. La facilité du clivage dépend de la structure réticulaire ; dans une structure « en feuillets » (phyllosilicates), ceux-ci sont faiblement liés entre eux et le clivage est facile parallèlement au plan de ces feuillets. Lorsque le réseau est très compact, ce qui est le cas pour de nombreux métaux, le clivage est totalement impossible. Dans certains cristaux, il peut exister plusieurs types de clivages.

Parmi les clivages les plus faciles et les plus caractéristiques, citons : celui de la galène et du sel gemme, selon le cube ; celui de la fluorite, selon l'octaèdre ; celui de la blende, selon le rhombododécaèdre ; enfin, celui de la calcite, selon le rhomboèdre. Les micas ont un clivage basal très facile, étant donné que les diverses couches de tétraèdres sont très faiblement liées. Le gypse présente trois clivages différents : l'un, facile, selon {010}, les deux autres moins nets. L'orthose présente deux clivages, parfaits et faciles, selon {010} et selon {001}, lesquels, étant orthogonaux, ont fait donner son nom au minéral. Les amphiboles et les pyroxènes se clivent selon le prisme {110}. Alors que dans les amphiboles les plans de clivage forment entre eux des angles de 124°, l'angle est de 93° dans les pyroxènes ; ainsi, il est possible de distinguer les amphiboles des pyroxènes en observant au microscope des sections basales : dans celles-ci, les traces des plans de clivage forment des losanges très prononcés pour les amphiboles et, par contre, des dessins à peu près rectangulaires pour les pyroxènes.

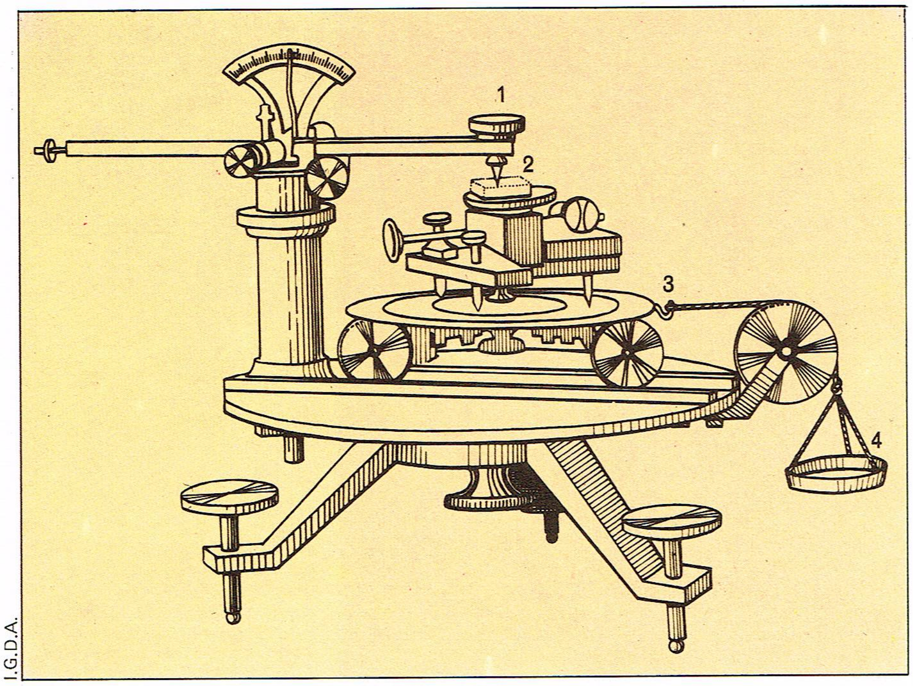
La dureté

Déjà connue chez les Grecs, la dureté est la résistance qu'un minéral oppose à la rayure. C'est donc une propriété qui dépend de la cohésion, et par conséquent de la structure réticulaire des minéraux.

Par rapport à la dureté, tous les cristaux, y compris ceux qui sont monométriques, sont anisotropes, alors que les minéraux amorphes sont isotropes. Les surfaces vectorielles de dureté sont des figures géométriques complexes ; on prend habituellement en considération des courbes planes, dites *courbes de dureté,* se référant à une seule face.

La dureté est largement utilisée dans un but de diagnostic ; il n'est cependant pas possible d'obtenir une précision, une constance et une uniformité absolues de mesure, car il existe d'importantes variations en fonction de la qualité, de la forme et de l'inclinaison de la pointe servant à rayer. C'est pourquoi l'on ne donne guère, dans les traités de minéralogie, les données trouvées à l'aide

▼ ***Le scléromètre de Seebeck*** *utilisé pour déterminer* ***la dureté*** *des minéraux : on note sur la pointe (1) le poids nécessaire pour obtenir la rayure sur un échantillon de minéral (2) ; 3, chariot mobile ; 4, contrepoids.*



I.G.D.A.

des *scléromètres* (c'est-à-dire des appareils de mesure de la dureté), alors que l'on utilise fréquemment les valeurs de la vieille échelle de Mohs, qui est empirique.

L'*échelle de Mohs* est fondée sur le principe du minéral le plus dur qui raye le plus tendre. Les degrés ou termes de cette échelle sont au nombre de dix, chaque terme supérieur rayant celui qui lui est inférieur ; mais il n'y a pas d'intervalle régulier de dureté entre un terme et un autre.

Les degrés de l'échelle de Mohs sont les suivants :

1. Talc	6. Orthose
2. Gypse	7. Quartz
3. Calcite (face du rhomboèdre)	8. Topaze
4. Fluorite	9. Corindon
5. Apatite	10. Diamant

On dit qu'un minéral a la dureté 7 si, comme le quartz, il raye l'orthose mais est rayé par la topaze. On utilise communément aussi des valeurs intermédiaires, approximatives, comme $2\frac{1}{2}$, $9\frac{1}{2}$, etc.

Les deux premiers degrés de l'échelle de Mohs, le talc et le gypse, sont rayés par l'ongle ; les trois suivants (la calcite, la fluorite et l'apatite) le sont avec une pointe en acier ; les autres, du sixième au dixième, ne sont pas rayés par une pointe d'acier. C'est à partir de ces critères qu'on a aussi classé les minéraux en *tendres, demi-durs* et *durs*.

Les *scléromètres* sont de divers types. Le *scléromètre de Seebeck* fait déplacer le minéral examiné sous une pointe chargée par un poids déterminé ; la dureté est proportionnelle au poids employé pour obtenir la rayure. Dans le *scléromètre de Pfaff*, on charge également la pointe avec des poids, mais c'est la quantité de poudre enlevée par la rayure, naturellement inversement proportionnelle à la dureté, qui détermine celle-ci.

Il existe aussi une dureté qui est la *résistance au polissage*. Pour ce faire, on se sert d'une quantité dosée d'abrasif pendant un temps déterminé et en tenant compte de la superficie de la face examinée. Cette méthode est très pratique, mais elle ne tient pas compte de l'anisotropie.

Quand on utilise la *méthode de polissage, ou de Rosiwal*, les dix termes de Mohs présentent les valeurs de dureté suivantes :

1. Talc	0,003	6. Orthose	3,7
2. Gypse	0,125	7. Quartz	12,7
3. Calcite	0,45	8. Topaze	17,5
4. Fluorite	0,50	9. Corindon	100
5. Apatite	0,65	10. Diamant	14 000

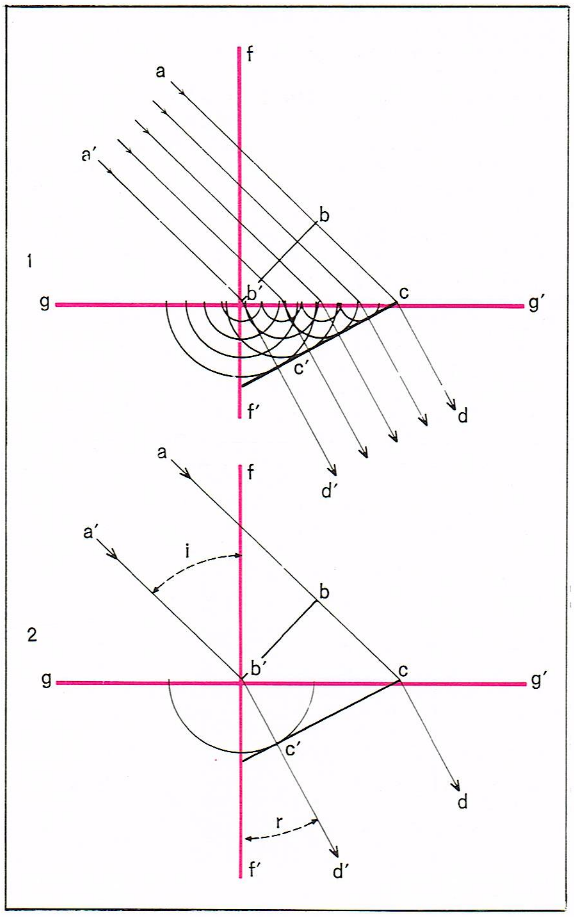
Un exemple typique de l'anisotropie des cristaux par rapport à la dureté est fourni par la cyanite, ou disthène, Al_2SiO_5. Dans la longueur, la dureté est de $4\frac{1}{2}$ dans l'échelle de Mohs ; normalement à la longueur, la dureté est de 7. De façon analogue, le sel gemme présente une dureté moindre à la rayure sur les faces du cube parallèlement à une arête que selon la diagonale de la face.

Propriétés optiques

Généralités sur la lumière

Le mouvement de la lumière, lors des phénomènes d'interférence, de diffraction et de polarisation, est ondulatoire dans le sens transversal, avec un plan de vibration normal à la direction de propagation. Ce fait, apparemment en contradiction avec la théorie quantique, est expliqué en admettant que la lumière jouit des propriétés d'un mouvement ondulatoire et corpusculaire en même temps, c'est-à-dire qu'elle serait constituée de *photons*, ou *quanta de lumière*, ayant en puissance une quantité de mouvement. Au cours de ce mouvement, les photons se comportent comme si la propagation d'une onde leur était associée. Il est donc normal de traiter des propriétés optiques des cristaux en considérant la lumière comme un mouvement vibratoire.

Un mouvement vibratoire de type harmonique peut être représenté par une sinusoïde. Dans la sinusoïde, la distance de deux points en concordance de phase, c'est-à-dire qui se trouvent dans le même état de vibration, est la longueur d'onde λ. On sait que, dans le spectre de la lumière visible, chaque couleur a sa propre longueur



◀ ***Principe de la*** **réfraction de la lumière** ***sur une surface plane : 1, réfraction de tous les rayons lumineux ; 2, simplification de la figure précédente : a-a', rayons lumineux incidents ; d-d', rayons lumineux réfléchis ; g-g', plan de réfraction ; f-f', normale d'incidence ; i, angle d'incidence ; r, angle de réfraction.***

d'onde, avec un maximum pour la lumière rouge, soit $\lambda = 8\,000$ Å, et un minimum pour la lumière violette, soit $\lambda = 4\,000$ Å. La lumière jaune est considérée comme ayant une longueur d'onde moyenne, avec $\lambda = 5\,896$ Å.

Dans l'air, plus la longueur d'onde est grande, et plus la vitesse l'est aussi. L'intensité de la lumière est, par contre, en rapport avec l'amplitude de la vibration. Si deux vibrations ayant la même longueur d'onde et vibrant dans le même plan sont déphasées d'une demi-longueur d'onde ou d'un nombre impair de demi-longueurs d'onde, elles interfèrent en s'annulant. Si, par contre, le déphasage est un nombre pair de demi-longueurs d'onde, les intensités s'additionnent.

Lumière naturelle et lumière polarisée

La lumière qui se propage dans le vide, dans l'air, dans un minéral amorphe ou dans un cristal monométrique vibre presque simultanément dans une infinité de directions normales à la direction de propagation. La lumière ayant ce comportement est appelée *lumière naturelle*.

Quand la lumière traverse un cristal dimétrique ou trimétrique (sauf dans des cas tout à fait particuliers), elle est amenée à vibrer dans deux directions perpendiculaires entre elles et à la direction de propagation. Le plan de vibration est, pour sa part, normal au plan de polarisation ; tous deux contiennent la direction de propagation. Les deux vibrations qui sortent du cristal seront de la *lumière polarisée*. On s'intéresse surtout, dans l'optique des cristaux, à la lumière polarisée linéairement.

L'indice de réfraction

L'*indice de réfraction* est l'une des données les plus fréquentes des traités et des manuels de minéralogie. Sa mesure est nécessaire pour l'identification des minéraux. C'est pour cela qu'on a étudié et mis au point de nombreuses méthodes en vue de sa détermination.

La vitesse de la lumière dans le vide est supérieure à sa vitesse dans des substances pondérables. Elle est d'autant plus faible que le milieu est plus réfringent. Dans les cristaux, la réfringence est plus élevée parce que la densité réticulaire est plus forte. Quand une onde lumineuse passe d'un milieu moins réfringent à un milieu plus réfringent, sa vitesse diminue et elle change de direction, en se rapprochant de la normale d'incidence. Il y a ainsi un *angle*

d'incidence i, formé par la direction de l'onde incidente avec la normale d'incidence, et un *angle de réfraction r,* déterminé par la direction de l'onde réfractée par rapport à la normale d'incidence; lors du passage d'un milieu moins réfringent à un milieu plus réfringent, i est toujours supérieur à r.

L'indice de réfraction n est donné par le rapport :

$$n = \frac{\sin i}{\sin r}.$$

Le rapport devrait, pour un maximum d'exactitude, se référer à un milieu réfringent et au vide; en pratique, on remplace le vide par l'air. De toute façon, les différences sont absolument négligeables.

Quand une onde lumineuse passe d'un milieu plus réfringent à un milieu moins réfringent, elle dévie, en s'éloignant de la normale. Lorsque l'incidence augmente, il arrive un moment où l'onde déviée se trouve dans la surface de contact des deux milieux. Il suffit alors d'une très légère augmentation de l'angle d'incidence pour provoquer la réflexion totale de l'onde, qui ne passe plus dans le milieu moins réfringent, mais est réfléchie par le plan de séparation selon un *angle de réflexion* égal à l'angle d'incidence.

Alors que la mesure de l'angle d'incidence est facile, celle de l'angle de réfraction est plus compliquée car, lorsque l'onde réfractée sort du milieu le plus réfringent et revient dans l'air, elle reprend le trajet qu'elle parcourait précédemment. On a donc recours à divers artifices et à diverses méthodes pour la mesure de l'indice de réfraction.

— *Méthode des liquides à indice de réfraction connu : « méthode de la frange de Becke »*

Cette méthode peut aussi servir pour des poudres cristallines. En effet, le minéral est examiné au microscope, sous un grossissement suffisamment important et, si l'on dispose d'éclats ou de fragments de minéraux, ceux-ci seront réduits en poudre. On place une petite quantité de poudre du minéral à examiner appelé frottis sur un verre porte-objet. On ajoute une goutte de liquide d'indice de réfraction connu, et on recouvre le tout d'un verre couvre-objet, en exerçant une légère pression pour distribuer uniformément le liquide et la poudre. On observe ensuite avec un objectif sous agrandissement moyen, en utilisant un très petit diaphragme pour produire une lumière faiblement convergente. S'il y a une différence entre l'indice de réfraction du liquide et celui du minéral, le fragment de celui-ci sera entouré d'une ligne lumineuse, appelée *frange,* ou *liséré de Becke.* Cette frange lumineuse est un renforcement de la lumière dû à la réflexion partielle des ondes, qui passent d'un milieu plus réfringent à un milieu moins réfringent.

Si l'on éloigne la préparation de l'objectif en soulevant le tube du microscope ou en abaissant la plate-forme porte-objet (selon le type de microscope), la frange de Becke se déplace vers le milieu à indice de réfraction le plus élevé. Lorsque l'on immerge les petits fragments du minéral (frottis) dans un liquide ayant le même indice que le minéral, la frange de Becke disparaît; si le minéral est incolore, il devient à peu près invisible; s'il est coloré, ses bords s'estompent et seule une silhouette colorée persiste.

Il convient alors de déterminer exactement l'indice de réfraction du liquide utilisé (qui pourra être un mélange de deux liquides d'indices connus). Cette opération est effectuée plus rapidement grâce à l'emploi des *réfractomètres.* Un réfractomètre est constitué par deux prismes en verre à haut indice de réfraction, juxtaposés, entre lesquels on met une goutte du liquide que l'on veut déterminer.

Les réfractomètres les plus simples sont constitués par une demi-sphère en verre à haut indice de réfraction, dans laquelle pénètre une onde lumineuse, qui est réfléchie totalement par la surface de séparation avec l'air. Si l'on met sur la sphère un liquide ou un morceau de minéral à surface plane, l'angle de réflexion varie en fonction de l'indice de réfraction de la substance examinée. Dans ce cas, le centrage exact est réalisé en déterminant la ligne de séparation des deux champs, l'un éclairé et l'autre obscur.

Naturellement, dans tous les cas, la détermination est limitée à des liquides ou des minéraux dont l'indice est inférieur à celui du verre des prismes ou de la demi-sphère.

Les liquides pour immersion les plus utilisés pour la détermination de l'indice de réfraction sont : l'essence de lavande ($n = 1{,}658$), l'essence de cannelle ($n = 1{,}590$), le monobromonaphtalène ($n = 1{,}658$), l'iodure de méthylène ($n = 1{,}741$), et, enfin, le plus employé, une solution de soufre dans l'iodure de méthylène ($n = 1{,}81$).

Pour déterminer les indices élevés on se sert d'arsines, dont l'indice de réfraction maximal est de 2,02. Les arsines sont des liquides extrêmement toxiques, donc à manipuler avec précautions.

— *Méthode plus moderne de détermination des indices de réfraction des substances anisotropes : « méthode de la chambre d'Emmons »*

Cette méthode utilise également le phénomène de la « frange de Becke ». Ici, le minéral à déterminer, sous forme de lame mince, est posé sur une plate-forme spéciale de microscope, appelée tablette universelle, ou plate-forme de Fedoroff, qui permet de donner au minéral l'orientation désirée, dont nous parlerons brièvement. L'indice de réfraction du liquide dans lequel est immergé le minéral doit être proche de celui de ce dernier : grâce à un chauffage ou à un refroidissement selon les cas, on induit des variations d'indices permettant de faire coïncider leur indice.

Afin d'obtenir des mesures très précises, on opère en lumière monochromatique, qui est fournie, par exemple, par une lampe à vapeurs de sodium (laquelle donne de la lumière jaune dans la partie médiane du spectre visible), ou bien encore grâce à des filtres en verre fortement coloré. Outre la lumière jaune (de la lampe à vapeurs de sodium), on utilise la lumière verte (coloration donnée par le thallium) et la lumière rouge (coloration donnée par le lithium).

On obtient de la lumière monochromatique, dans toutes les longueurs d'onde du spectre visible, à l'aide du *monochromateur.* Il existe divers types de monochromateurs. L'un des plus utilisés est constitué par un prisme transparent, tournant autour d'un axe, qui disperse les différentes couleurs du spectre de la lumière blanche; en faisant varier la position du prisme, on peut obtenir successivement toutes les couleurs possibles, que l'on fait défiler devant la fente d'un collimateur, la longueur d'onde exacte étant lue sur un cadran étalonné.

Le relief des minéraux

Quand il existe des associations de minéraux, et lorsqu'on effectue des observations sur des lames minces, les minéraux ayant le plus haut indice de réfraction sont plus en relief que ceux dont l'indice est plus bas. Par exemple, un zircon inclus dans un mica ressemble à un petit grain très en relief sur le mica. Un cristal d'apatite englobé dans de l'orthose est également nettement en relief, bien que les deux substances soient transparentes et incolores. Les aiguilles de rutile existant dans le quartz, tout en étant fines et minuscules, sont facilement reconnaissables à leur importante ombre de contour, due à la différence des indices de réfraction. Par contre, les minéraux à faible indice de réfraction, comme la fluorite et l'opale, donnent une impression de vide.

La biréfringence

Nous avons déjà vu que, lorsqu'une onde lumineuse non polarisée (lumière naturelle) vibrant dans une infinité de directions normales à la direction de propagation pénètre dans un cristal dimétrique ou trimétrique, elle se met à vibrer dans deux directions perpendiculaires entre elles et à la direction de propagation. Nous avons également vu que les deux ondes ainsi formées sont polarisées et ont des vitesses différentes, donc un indice de réfraction différent, car l'indice de réfraction est inversement proportionnel à la vitesse. Ce phénomène de dédoublement de l'onde lumineuse a été nommé *biréfringence;* les cristaux qui le présentent sont dits biréfringents.

Dans la plupart des minéraux, le phénomène ne peut être observé ni à l'œil nu ni avec les appareils optiques de conception simple; par contre, dans la calcite, le phénomène est remarquable, notamment dans les cristaux limpides et transparents (on se sert pour la démonstration de rhomboèdres de la variété de calcite nommée spath d'Islande). Dans le spath, on peut voir le phénomène de biréfringence par transparence, du fait de l'importante différence d'indice de réfraction existant entre les deux ondes.

Si l'on trace un point sur une feuille de papier blanc et que l'on pose dessus le rhomboèdre de spath d'Islande (l'axe de symétrie 3 est alors oblique car le rhomboèdre

repose sur une face de clivage), on observe à travers le cristal deux petits points dont la distance est proportionnelle à l'épaisseur du spath. Si l'on fait tourner le rhomboèdre, l'un des points reste à sa place et l'autre tourne autour de lui en décrivant un cercle dont le centre est le point immobile. L'image immobile concerne le *rayon ordinaire,* alors que celle qui effectue une rotation concerne le *rayon extraordinaire*. Alors que le rayon ordinaire obéit aux lois de la réfraction simple, le rayon extraordinaire en est indépendant.

Si l'on regarde le petit point sur la feuille de papier parallèlement à l'axe de symétrie d'ordre 3 du cristal de spath d'Islande, on ne le voit pas dédoublé. L'axe de symétrie d'ordre 3 est donc une direction d'isotropie, selon laquelle n'ont lieu ni biréfringence, ni polarisation. Cette direction est appelée *axe optique*. Dans les cristaux trigonaux, elle coïncide avec l'axe simple de symétrie d'ordre 3, alors que, dans les cristaux hexagonaux, elle coïncide avec l'axe de symétrie d'ordre 6, et, dans les cristaux tétragonaux, avec l'axe de symétrie d'ordre 4.

D'intéressantes expériences peuvent également être effectuées avec deux cristaux identiques de spath d'Islande. Si l'on fait passer à travers l'un des deux cristaux un rayon de lumière ordinaire et si l'on place un écran de l'autre côté, on observe sur cet écran deux images lumineuses, à une certaine distance l'une de l'autre. Si l'on place un second rhomboèdre identique sur le parcours de la lumière, de façon rigoureusement parallèle au premier, le rayon lumineux, traversant les deux rhomboèdres, formera sur l'écran deux images lumineuses, dont la distance l'une par rapport à l'autre aura doublé par rapport à la distance précédente.

En faisant effectuer une rotation de 180° à l'un des deux rhomboèdres, de manière à le mettre en position spéculairement symétrique au premier, on voit que les deux images se recomposent en une seule, car le second rhomboèdre, identique au premier, le compense exactement.

En faisant effectuer à nouveau une rotation à l'un des deux rhomboèdres, on observe que les images se dédoublent immédiatement pour en donner quatre : deux proviennent du dédoublement dans le second rhomboèdre de l'onde ordinaire qui provient du premier rhomboèdre ; et deux sont formées par le dédoublement, toujours dans le second rhomboèdre, de l'onde extraordinaire qui provient du premier. L'intensité des quatre images n'est pas égale ; elle le devient seulement quand les deux rhomboèdres ont tourné l'un par rapport à l'autre de 45°. Dans les autres positions, deux images sont plus faibles, alors que les deux autres sont plus intenses. Les images se ramènent à deux quand les deux rhomboèdres ont tourné de 90° l'un par rapport à l'autre.

On déduit de cette expérience que la lumière ayant traversé le premier rhomboèdre de calcite est polarisée linéairement, que les vibrations sont perpendiculaires les unes par rapport aux autres, et, enfin, que les vibrations ont lieu dans la section principale et normalement à celle-ci (on entend par section principale le plan qui comprend la direction de l'onde incidente et celle de l'axe optique).

Ces propriétés sont celles de tous les cristaux dimétriques, bien que le phénomène ne soit pas aussi manifeste dans les autres substances que le spath d'Islande.

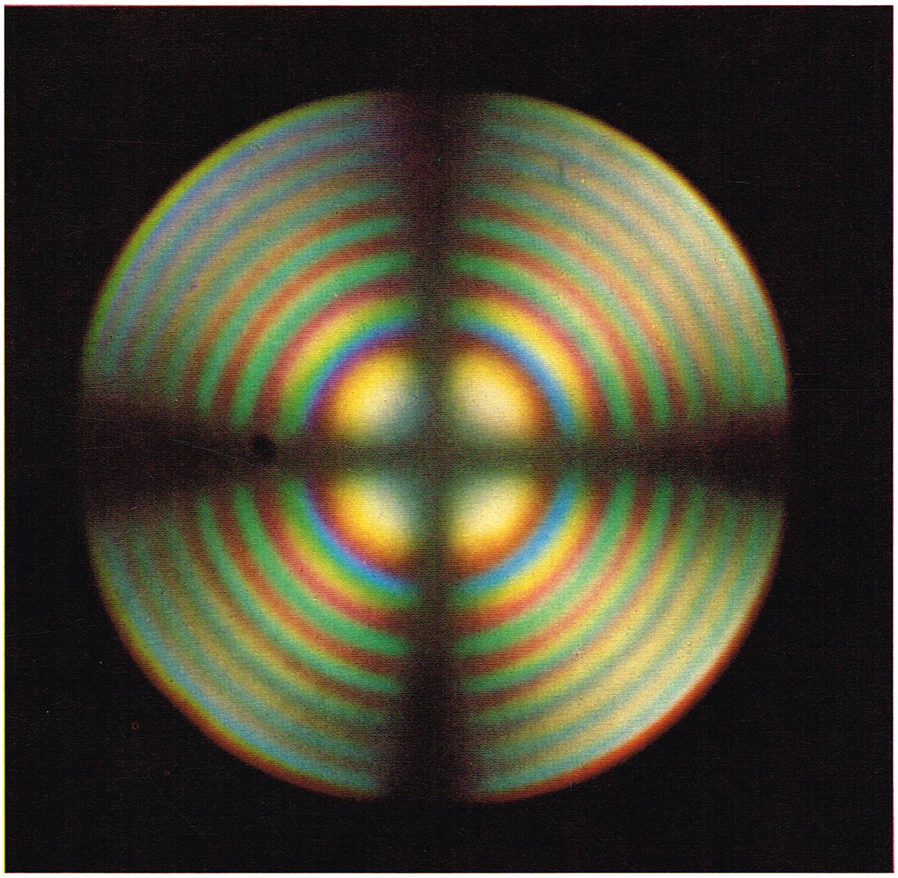
L'isomorphisme

L'isomorphisme est l'un des domaines de la minéralogie que les récentes découvertes ont le plus bouleversés. On croyait naguère que deux ou plusieurs substances, pour être isomorphes les unes vis-à-vis des autres, devaient avoir une composition chimique à peu près égale, ou, tout au moins, devaient contenir un nombre égal d'atomes dans leur formule. Or, on s'est aperçu que les substances sont isomorphes quand elles présentent une analogie de composition chimique et de structure, ainsi que de forme cristalline, quand elles sont constituées par des ions à rayon et à polarisabilité analogues, et, enfin, quand elles peuvent donner des cristaux mixtes en toutes proportions, ou en proportions définies.

L'une des conditions essentielles pour que puisse avoir lieu la substitution d'ions est l'analogie du rayon ionique des éléments qui se remplacent. Ceux-ci sont appelés *éléments isomorphogènes,* ou *vicariants*. Pour que deux éléments isomorphogènes puissent se remplacer l'un l'autre, la différence entre leurs rayons ioniques ne doit pas dépasser 10 à 15 % du plus petit rayon.

Ces possibilités de remplacement rendent parfois difficile d'établir combien il existe d'espèces dans une famille de minéraux. Par exemple, dans la série de l'olivine, se pose la question de savoir s'il existe une, deux, trois, quatre ou cinq espèces. C'est-à-dire, existe-t-il : l'olivine seule $(Mg, Fe)_2SiO_4$, ou les termes extrêmes de cette série : la fayalite Fe_2SiO_4 et la forstérite Mg_2SiO_4, ou bien les deux termes extrêmes et le terme intermédiaire $(Mg, Fe)_2SiO_4$, ou encore cinq espèces si on ajoute aux précédentes la variété où le fer prédomine sur le magnésium et celle où le magnésium prédomine sur le fer ?

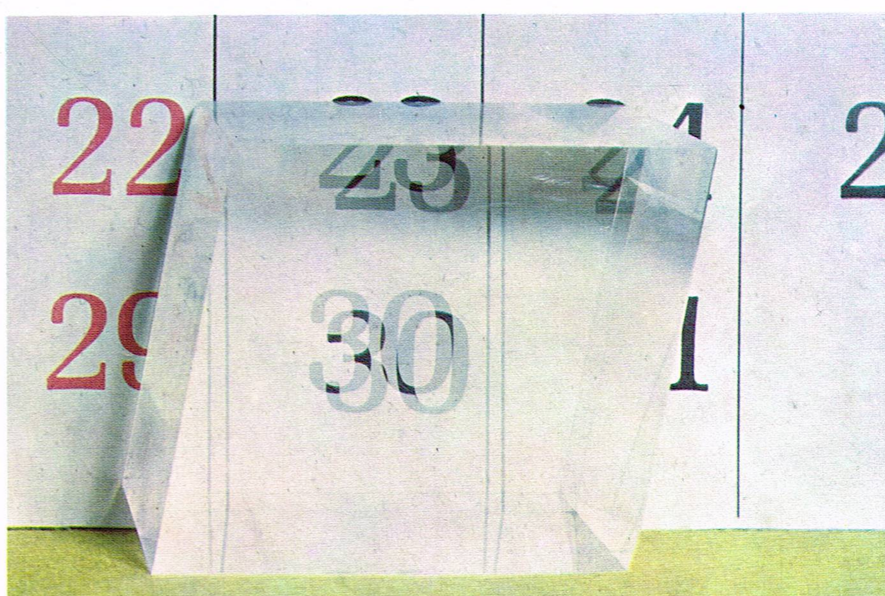
De cette difficulté il résulte qu'il n'est pas possible d'établir avec exactitude le nombre d'espèces minérales connues ; il devrait être compris entre 2 200 et 2 500.



R. Potenza

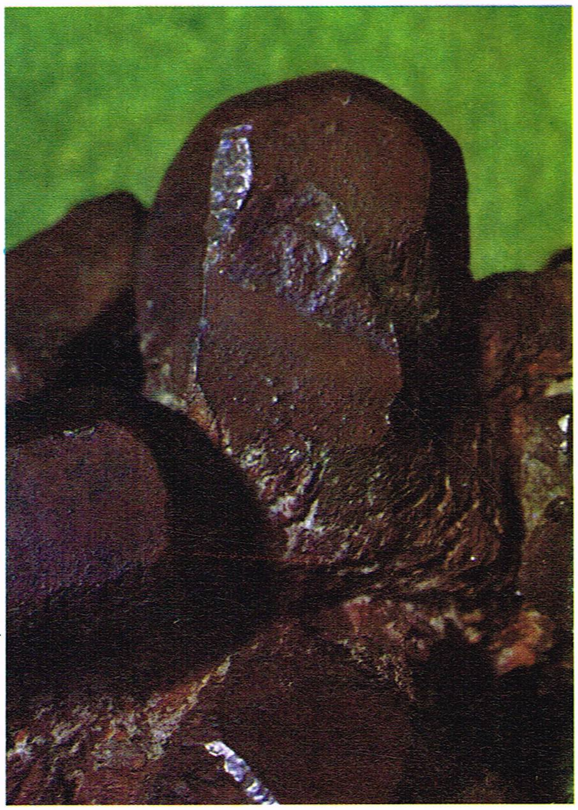
▲ *Figure d'interférence d'un minéral biréfringent uniaxe, en section normale à l'axe optique.*

▼ *Phénomène montrant la biréfringence de la calcite à travers un rhomboèdre de clivage transparent.*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *A gauche, cristaux de cuivre natif provenant du lac Supérieur (musée d'Histoire naturelle, Milan). A droite, cristaux de cuivre natif provenant de Zambie (Londres, British Museum).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Description des minéraux

Corps natifs

Cuivre, Cu - cubique

Le cuivre à l'état natif est l'un des premiers métaux utilisés par l'homme. Son nom est dérivé du latin *cuprum*, nom que lui ont donné les Romains, qui l'importaient de l'île de Chypre. Il se présente en masses lamellaires ou à contours irréguliers et déchiquetés, en pépites, en agrégats dendritiques, plus rarement en cristaux de formes dérivées du cube (combinaison des faces du cube, de l'octaèdre, tétrahexaèdre). Les cristaux se maclent sur {111}.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3 ; densité : 8,95 ; point de fusion : 1 083 °C. Ductile, malléable, bon conducteur de la chaleur et de l'électricité. Il possède un lustre métallique et une couleur rouge-brun brillante si caractéristique qu'elle a donné naissance à l'adjectif *cuivré*.

Signes distinctifs. La densité, l'éclat métallique et la couleur apparaissant lors de la rayure de la surface (souvent terne ou altérée) permettent de reconnaître le cuivre natif. Facilement soluble dans l'acide nitrique, il donne une solution bleue avec l'ammoniaque.

Gisements. On le rencontre parfois dans les gîtes hydrothermaux, mais le plus souvent dans les parties inférieures des zones d'oxydation des gîtes de sulfure de cuivre, associé à la malachite, la cuprite et la chalcosine. Les plus beaux groupes de cristaux proviennent du Michigan, près des rives du lac Supérieur, où ce minéral est associé aux zéolites, calcites et parfois à l'argent natif ; la plus grande masse de cuivre natif que l'on y ait rencontrée pesait 420 tonnes. Des formations dendritiques très belles ont été rencontrées à Tourimskié, Oural. A Coroco (Bolivie), le cuivre pseudomorphose parfois des macles d'aragonite dont il a pris la forme du prisme hexagonal à faces concaves. Les échantillons classiques de cuivre natif des collections viennent aussi de Cuba, de Cornouailles, du Mexique et de Toscane. C'est le métal le plus recherché pour l'industrie électrique. Du point de vue de la valeur, il se place au premier rang mondial des substances métalliques extraites chaque année dans le monde.

▶ *Page ci-contre, en bas, or natif sur quartz, provenant de Californie (musée d'Histoire naturelle, Milan).*

Argent, Ag - cubique

C'est l'un des trois premiers métaux connus par l'homme. L'argent natif se rencontre sous forme de filaments, de dendrites arborescentes, de feuilles, de lames, de masses irrégulières et de pépites. On le trouve, plus rarement, en cristaux de formes semblables à celles de l'or et du cuivre (cube et octaèdre). La macle sur {111} est assez commune ; elle explique l'angle de 60° que forment certains agrégats de cristaux réticulés en dendrites (triangles équilatéraux).

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3 ; densité : 10,5 ; point de fusion : 960 °C. Ductile, malléable, c'est l'un des meilleurs conducteurs de la chaleur et de l'électricité. Sa couleur blanche, métallique, a donné naissance à l'adjectif *argenté*. Il est souvent allié à l'or ou au cuivre.

Signes distinctifs. Souvent altéré en surface ; la couleur blanc métallique caractéristique apparaît lors de la rayure. Sa densité élevée le distingue des sulfures sectiles. On le distingue du platine par sa plus grande dureté et sa densité moins élevée.

Gisements. L'argent natif associé à l'argentite et à la calcite se rencontre dans les filons hydrothermaux (avec parfois des sulfures, des arséniures ainsi que des antimoniures de nickel-cobalt-bismuth, et des oxydes d'uranium). Il peut se former dans les zones d'oxydation par réduction des sulfo-arséniures ou antimoniures d'argent. Les meilleurs échantillons de collection proviennent de Kongsberg (Norvège), de Charñacillo, Valenciana (Mexique), de Cobalt (Ontario, Canada), de Freiberg et d'Andreasberg (Allemagne), de Sarrabus (Sardaigne). En France, les anciennes mines de Sainte-Marie-aux-Mines ont donné autrefois de fort beaux argents natifs : une masse de plus d'une demi-tonne y a été extraite au XVI[e] siècle.

Amalgame (Hg, Ag)

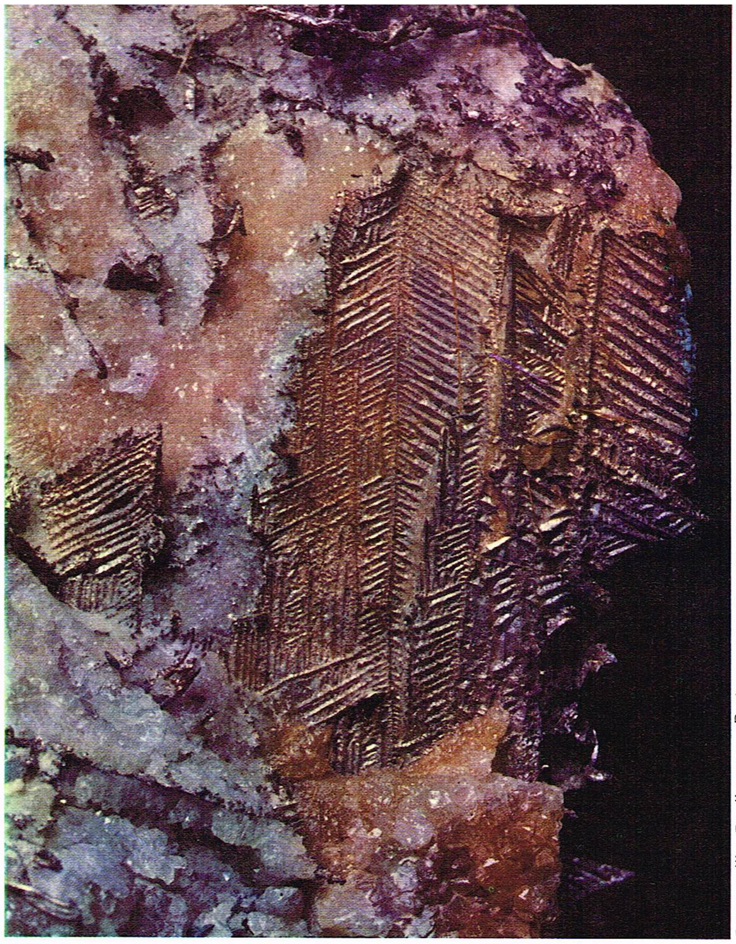
L'amalgame est le nom donné à l'argent contenant du mercure en solution solide (20 à 30 %). On l'a rencontré en cristaux blancs brillants à Moschelsberg (Rhénanie) avec les formes {100}, {110} et {111}. Sa dureté est $3\frac{1}{2}$ et sa densité 13,6. Cette dernière variété est parfois considérée comme une espèce distincte, sous le nom de *moschellandsbergite*, avec pour formule (Hg_3Ag_2).

Or, Au - cubique

L'or a de tout temps été le métal le plus recherché par l'homme, qui l'employait déjà pour sa parure à la fin du Néolithique (au Chalcolithique, c'est-à-dire en même temps que le cuivre). On le rencontre le plus souvent en paillettes et en grains irréguliers (pépites), ainsi qu'en dendrites et en arborescences filiformes ou lamellaires.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***A gauche,* argent natif *filamenteux provenant de Kongsberg, Norvège ; à droite,* argent natif *en forme de dendrites réticulées (musée d'Histoire naturelle, Milan).***

Les cristaux sont rares et portent les faces du cube, de l'octaèdre et du dodécaèdre. La macle sur {111} apparaît surtout dans les agrégats de cristaux formant des ramifications dont les angles d'intersection ont 60°. Les cristaux peuvent être allongés ou aplatis suivant {111}.

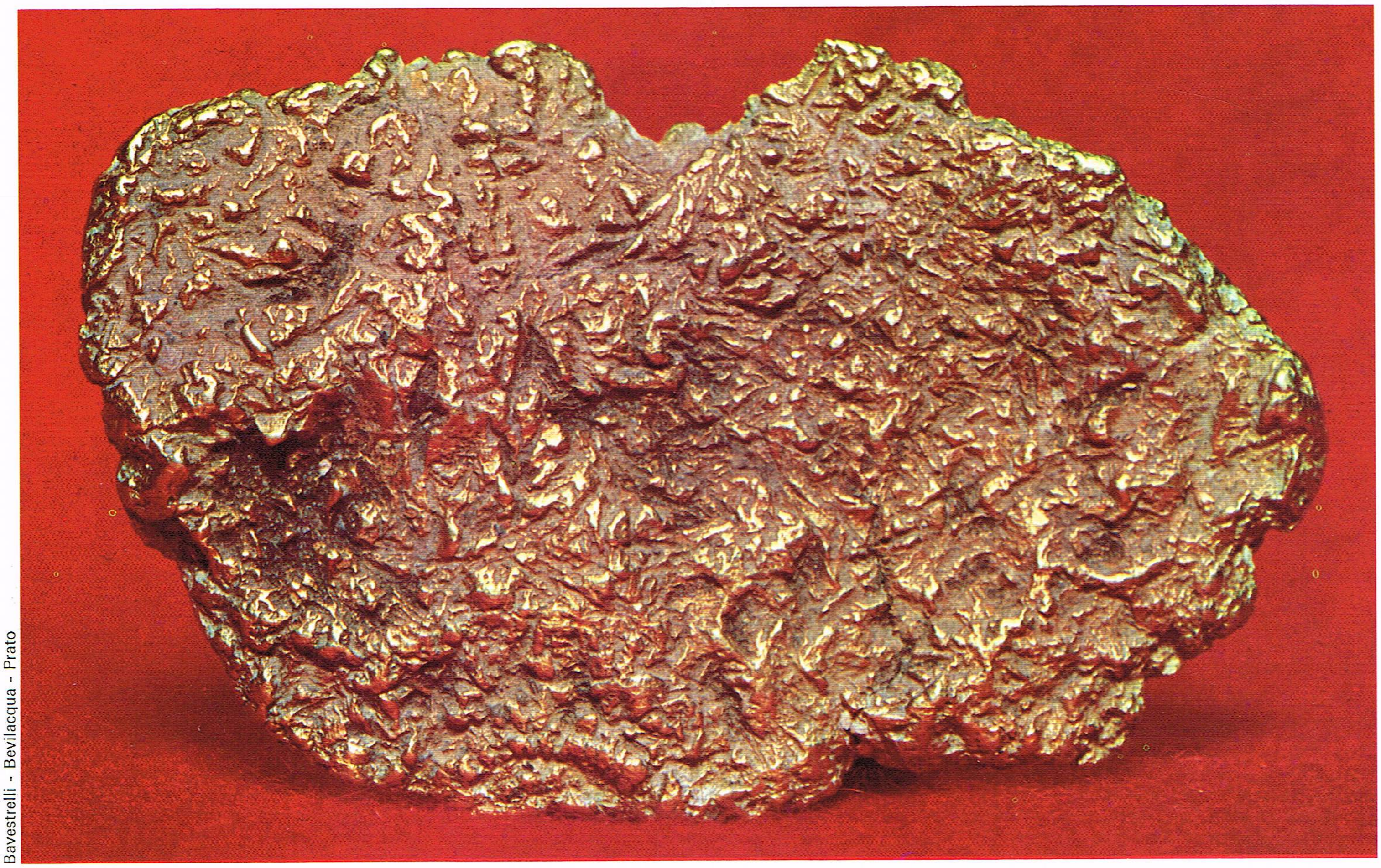
Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3 ; densité : 15 à 19,3 quand il ne contient pas d'autres métaux en alliage ; point de fusion : 1 062 °C pour le métal pur. Ductile, malléable, il se laisse réduire en feuilles si minces qu'elles deviennent translucides, laissant passer la lumière verte. C'est un bon conducteur de la chaleur et de l'électricité. Sa couleur métallique est si caractéristique qu'elle définit un jaune vif et brillant (jaune d'or). Les variétés pâles sont celles qui contiennent de l'argent ; une couleur orangée est donnée par le cuivre (la présence de ces métaux abaisse la densité de l'or).

Signes distinctifs. La densité, l'inaltérabilité aux acides isolés et l'éclat métallique jaune (rayure à la surface des pépites granuleuses) suffisent à caractériser l'or natif.

Gisements. L'or se rencontre dans les gîtes hydrothermaux, liés aux intrusions de roches acides. En filon de quartz avec la pyrite, l'arsénopyrite, la chalcopyrite,



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***Pépite d'or natif provenant de Californie (musée d'Histoire naturelle, Milan).***



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ **Mercure natif *sous forme de gouttelettes à éclat métallique blanc.***

et parfois la stibine et la galène, ou encore associé à des tellures d'or et d'argent, comme à Nagyag (Roumanie), à Kalgoorlie (Australie), à Cripple Creek (Colorado). Les gisements les plus importants sont ceux des conglomérats très anciens du Witwatersans (Transvaal). Les meilleurs cristaux proviennent de l'Oural (Beresowsk) et de Californie. En Australie, plusieurs pépites géantes, de plus de 50 kg, ont été trouvées. L'or se rencontre en de nombreux endroits du globe en alluvions (paillettes, pépites) ; les pépites peuvent se former ou croître dans les remous de l'eau par compaction d'or colloïdal contre des grains de sable. Étalon monétaire depuis deux mille ans, l'or est particulièrement recherché pour la bijouterie, la dentisterie, l'industrie, etc.

Électrum (Au, Ag) - cubique

L'électrum est un alliage naturel d'or et d'argent (plus de 15 % d'argent) de couleur jaune à jaune très pâle. Il existe d'autres alliages de l'or : avec le cuivre (= cuproaurite), avec le palladium (= porpézite, contenant 5 à 12 % de Pd), ainsi qu'avec le bismuth. Le cuivre donne à l'or une teinte plus rouge, le palladium une teinte plus pâle jusqu'au blanc d'argent. L'or natif est très rarement pur ; il contient presque toujours une petite proportion d'autres métaux.

Mercure, Hg - seul minéral liquide

Le mercure natif se rencontre en petites gouttelettes brillantes à éclat métallique blanc. Sa densité est 13,6. On le trouve dans les gisements de cinabre d'Almaden (Espagne), d'Idrija et d'Avala (Yougoslavie), de New Almaden (États-Unis) et dans quelques gîtes de l'Altaï (U.R.S.S.).

Les amalgames naturels sont des alliages de mercure avec l'or ou l'argent (moschellandsbergite Hg_3Ag_2).

Plomb, Pb - cubique

Le plomb natif est très rare. Il se présente en lames, masses contournées aux grains irréguliers. Il est rarissime en cristaux cubiques (avec les faces de l'octaèdre et du dodécaèdre) ; il est maclé sur {111}.

Propriétés. Dureté : 1 ½, densité : 11,30. Il est très malléable et ductile, fusible (330 °C). Son éclat métallique gris plomb est caractéristique sur la rayure. Il est soluble dans l'acide nitrique. Le gisement le plus connu est celui de Langban (Suède).

Fer, Fe - cubique

Le fer d'origine terrestre se présente en grains irréguliers, en masses plates et lamellaires, parfois de grandes dimensions. On le rencontre aussi en intercroissances régulières avec le ferronickel. Les cristaux sont très rares (macle suivant {111}).

Propriétés. Dureté : 4; densité : 7,3 à 7,8; malléable et un peu cassant, avec un clivage suivant {100}; magnétique; couleur gris acier.

Signes distinctifs. Se distingue du platine par sa solubilité dans les acides et par sa densité plus faible.

Gisements. Le principal gisement de fer natif est celui d'Ovifak (Groenland), où on l'a rencontré en masses atteignant 25 tonnes.

Awaruite, Ni_2Fe - cubique

Trouvé à Awarua Bay en Nouvelle-Zélande, cet alliage naturel contient de 70 à 75 % de nickel et de 25 à 30 % de fer. Dureté : 5; densité : 8. On le rencontre aussi dans les « placers » platinifères de l'Oural.

Platine, Pt - cubique

Découvert en 1735 en Colombie, le platine doit son nom au mot espagnol *plata,* qui signifie argent, avec lequel il a tout d'abord été confondu. Très rare en cristaux (cubes déformés parfois maclés sur {111}), on le rencontre surtout sous forme de paillettes, de grains, de pépites (ne dépassant que rarement 5 kg).

Propriétés. Dureté : 4 à 4 ½; densité : 14 à 19 (21,5 pour le métal pur); point de fusion : 1 750 °C. Ductile, malléable, bon conducteur de l'électricité. Éclat métallique, blanc à gris acier. Il peut contenir du fer (11 %, ce qui le rend magnétique), de l'iridium (qui élève sa dureté jusqu'à 6), du palladium en quantité notable (7 %), et, en plus petite quantité, du rhodium, du cuivre et du nickel (moins de 1 %).

Signes distinctifs. La densité et l'inaltérabilité aux acides suffisent à le distinguer du fer natif et de l'argent.

Gisements. Le platine se rencontre dans les gîtes liés aux roches magmatiques éruptives ultrabasiques (pauvres en silice et riches en magnésium). Les plus grosses pépites visibles dans les musées proviennent des placers de Nijne-Taguilsk (Oural). Citons parmi les autres gisements : Takaka (Nouvelle-Zélande), Couca et Pinto (Colombie), Sudbury (Canada) et quelques gisements au Transvaal.

Famille du platine : iridium, osmium, rhodium, ruthénium, palladium

Outre les alliages naturels cubiques du platine avec l'iridium, le palladium et le rhodium, les métaux de la mine du platine se rencontrent dans la nature sous forme de « solution solide ». De cristallisation hexagonale, le syserjskite (Os, Ir), l'iridosmine (Ir, Os) ainsi que leurs variétés, contenant du ruthénium et du rhodium, se rencontrent en grains irréguliers ou sous forme de lamelles hexagonales à clivage basal parfait, de couleur blanc d'étain à noir de fer.

Propriétés. Dureté : 6; une densité très forte : 17 à 22,5 (la plus forte densité connue dans le règne minéral, près de 23, a été mesurée sur un minéral de cette série).

Gisements. On les rencontre dans certains gîtes platinifères de Tasmanie, d'Oural, de Bornéo, de Californie, etc. La collection du Muséum de Paris possède un fragment du premier palladium isolé par Wollaston en 1803 et les platinoïdes étudiés par Fourcroy, Vauquelin et Berzelius dans les premières années du XIXe siècle.

Arsenic, As - rhomboédrique

Très rarement cristallisé (cristaux aciculaires), l'arsenic se rencontre à l'état naturel en masses grenues ou écailleuses mamelonnées ou stalactitiques, formées de couches concentriques. Ses cristaux se clivent suivant {10$\bar{1}$4}.

Propriétés. Dureté : 3½; densité : 5,7. C'est un minéral fragile et cassant, dont l'éclat métallique blanc d'étain apparaît sur la cassure fraîche mais se ternit rapidement en devenant gris fonte.

Signe distinctif. Il se volatilise sans fondre en dégageant une odeur d'ail (AsH_3).

Gisements. On le rencontre dans les gisements hydrothermaux; les meilleurs échantillons proviennent de Sacarimbu (Roumanie), de Gabe-Gottes (Sainte-Marie-aux-Mines, Haut-Rhin), de Futliu (Japon), de Bohême, du Piémont, etc.

Allemontite (As, Sb) - rhomboédrique

Cette solution solide entre l'arsenic (38 %) et l'antimoine (62 %) prend place parmi les corps simples natifs. L'allemontite se présente en masses mamelonnées, granulaires ou lamellaires.

Propriétés. Dureté : 3 à 4; densité : 5,8 à 6,2; éclat métallique blanc d'étain parfois très vif.

Gisements. Se rencontre dans les gîtes hydrothermaux : Allemont (Isère), Atlin (Canada), Przibram (Bohême).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *Pépite de platine provenant de Sibérie.*

Antimoine, Sb - rhomboédrique

L'antimoine se rencontre à l'état natif en masses grenues ou mamelonnées, ou encore en masses lamellaires montrant un clivage distinct. Les cristaux sont rares; ils possèdent un faciès pseudo-cubique {01$\bar{1}$2}, avec macle commune sur {10$\bar{1}$4} et présentent plusieurs clivages : facile sur {0001}, distinct sur {10$\bar{1}$1} et imparfait sur {10$\bar{1}$4}.

Propriétés. Dureté : 3 à 3 ½; densité : 6,6 à 6,7; éclat métallique à couleur blanc d'étain.

Gisements. C'est un minéral rare des gisements hydrothermaux, où il est associé à l'arsenic et la stibine. De beaux échantillons ont été rencontrés aux Chalanches, près d'Allemont (Isère), à Sarrabus (Sardaigne), à Kern Crinty (Californie), à Przibram (Bohême) et à Broken-Hill (Australie).

Bismuth, Bi - rhomboédrique

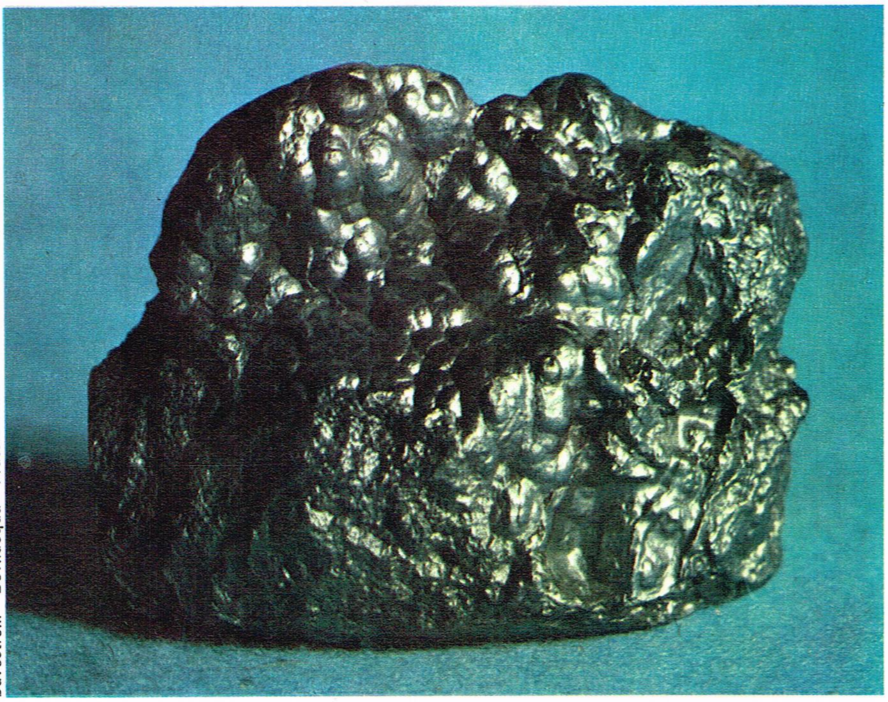
A l'état natif, le bismuth se rencontre en masses grenues ou lamellaires, ou en formations arborescentes et réticulées. Les cristaux sont rares et indistincts avec macle suivant {10$\bar{1}$4} et montrent un clivage parfait suivant (0001).

Propriétés. Dureté : 2 à 2½; densité : 9,7 à 9,8; cassant, moyennement sectible; éclat métallique blanc à reflets rosés s'irisant facilement après exposition à l'air.

Gisements. Plus répandu que l'antimoine natif, auquel il ressemble, il se rencontre dans divers gîtes sulfurés et dans les pegmatites à cassitérites. Des masses de plus de 100 kg ont été rencontrées à Oruro, Sarganaya et Huaina (Bolivie). De beaux spécimens proviennent de Meymac (Corrèze), Schneeberg (Saxe), Fazenda Campo-Formozo (Brésil).

Graphite, C - hexagonal

Cette variété de carbone cristallisé (très différente du diamant en raison de sa structure) se présente en masses feuilletées, écailleuses ou en agrégats radiés. Les cristaux hexagonaux sont aplatis sur (001) avec un clivage basal parfait.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche, masse de* **graphite** *provenant de Sibérie; les diverses variétés de ce carbone cristallisé se trouvent associées aux roches métamorphiques. A droite,* **diamant brut** *sur matrice de conglomérat (on notera les faces courbes du cristal) provenant d'Alexander Bay (République sud-africaine).*

▼ *Un assortiment de cristaux bruts de* **diamant** *appartenant à la collection De Beers.*



Coll. De Beers

Propriétés. Dureté : 1 à 2 ; densité : 2,10 à 2,23 ; sectible, flexible et onctueux au toucher (employé comme lubrifiant). De couleur gris-noir, il donne un trait noir brillant sur le papier (mine de crayon). Bon conducteur de l'électricité.

Gisements. Associé aux roches métamorphiques ; ses belles variétés se trouvent à Ceylan, à Madagascar, au Canada, en Finlande, en Bohême et dans l'État de New York.

Diamant, C - cubique

Connu en Inde douze siècles avant J.-C., le diamant (carbone cristallisé) doit son nom au croisement de deux mots grecs : *adamas* (acier, fer, très dur, ou diamant) et d'un mot commençant par *dia* tel que *diaphanès* (transparent). Il se présente en cristaux dérivés du cube (octaèdre fréquent), souvent à faces courbes et déformées qui lui donnent l'allure de grains irréguliers. Le boart est la variété cryptocristallisée radiée, le carbonado une variété cryptocristallisée finement grenue contenant beaucoup d'impuretés noirâtres. Il présente une macle et un clivage parfait suivant {111} ; les macles multiples de tétraèdres maclés interpénétrés suivant l'axe [001] ne sont pas rares (octaèdres cannelés). Les types cristallographiques sont conservés par le Muséum de Paris.

Propriétés. Dureté : le diamant est le minéral le plus dur et sert à définir le degré 10 de l'échelle de Mohs ; densité : 3,50 à 3,53. Assez fragile en raison du clivage, il possède une cassure conchoïdale. Éclat adamantin en raison de son indice de réfraction élevé $n = 2{,}42$. Ses couleurs, très variables, vont de l'incolore aux teintes les plus vives : brun, jaune, rose, bleu, vert, noir. Il est parfois fluorescent aux ultraviolets et brûle dans un courant d'oxygène vers 1 000 °C. Il est inattaquable aux acides.

Signe distinctif. Sa grande dureté permet de le reconnaître facilement des autres minéraux.

Gisements. Sa roche mère est la kimberlite où il est associé au pyrope, et au chrome-diopside. On le rencontre également dans les gisements détritiques (anciens et remaniés, ou modernes dérivant de l'altération des kimberlites : éluvions, alluvions, conglomérats, etc.). Jusqu'au XVIIIe siècle, l'Inde et Bornéo étaient les seuls producteurs ; vers 1723 on découvrit les premiers diamants brésiliens, en 1867 ceux d'Afrique du Sud et en 1898 ceux du bassin de l'Ienisseï en Sibérie. La république d'Afrique du Sud et l'U.R.S.S. sont les deux principaux producteurs. Le plus gros diamant transparent connu est le *Cullinan,* qui pesait 621,2 g (3 106 carats) avant sa taille. Il fut trouvé dans la « mine Premier », près de Prétoria, en 1905. Les autres pays producteurs sont : le Sud-Ouest africain, l'Angola, la Sierra Leone,

la Tanzanie, le Libéria, le Zaïre, le Ghana, la République centrafricaine, la Côte-d'Ivoire et le Venezuela.

Utilisation. C'est, en raison de sa grande dureté, l'un des minéraux les plus recherchés pour l'industrie, qui en consomme plus de 40 millions de carats par an (80 % du total extrait). Ses variétés transparentes (20 %) sont traditionnellement réservées à la joaillerie.

Soufre, S - orthorhombique

Très recherché par les collectionneurs, ce beau minéral se rencontre souvent en cristaux bipyramidaux {111} ou tabulaires sur (001) et en stalactites, croûtes, agrégats de fibres ou masses pulvérulentes.

Propriétés. Dureté : $1\frac{1}{2}$ à 2 ; densité : 2,07 ; cassant, mauvais conducteur de la chaleur, il craint les changements de température (la chaleur de la main suffit parfois à fissurer les cristaux). L'éclat adamantin est dû à ses indices de réfraction élevés : 1,95 à 2,24. Sa couleur varie du jaune pâle au brun miel en passant par le jaune d'or (le soufre brun-rouge contient jusqu'à 5 % de sélénium).

Signe distinctif. Le soufre brûle facilement avec une flamme bleue, dégageant une odeur très caractéristique de gaz sulfureux.

Gisements. Le soufre est fréquemment associé à la célestine, au gypse, à l'aragonite ; les meilleurs spécimens cristallisés proviennent des gisements sédimentaires gypseux de Sicile (région d'Agrigente et Caltanissetta) et de la Romagne (Perticara). Le soufre est un minéral qui se dépose fréquemment autour des fumerolles volcaniques. Le plus grand cristal du monde (Perticara) est au Muséum d'histoire naturelle de Milan. Le soufre est l'un des éléments de base de l'industrie chimique.

Sélénium, Se - rhomboédrique

Dureté : 2 ; densité : 4,8 ; éclat métallique gris. Rare à l'état natif, ce métalloïde accompagne parfois le soufre dans les émanations volcaniques.

Tellure, Te - rhomboédrique

Dureté : $2\frac{1}{2}$; densité : 6,2 ; éclat métallique blanc d'étain. Rarissime en cristaux (aciculaires), ce métalloïde à l'état natif se rencontre dans certains gîtes d'or et d'argent, associé aux tellurures de ces métaux.

Sulfures

Algodonite, CuAs - orthorhombique

L'algodonite est massive ou se présente en agrégats de petits cristaux.

Propriétés. Dureté : 4 ; densité : 8,4 à 8,7. L'éclat métallique, couleur blanc d'argent à gris acier sur cassure fraîche, se ternit rapidement à l'air.

Gisements. Les meilleurs échantillons proviennent du Chili.

Domeykite, Cu_3As - cubique

Massif ou botryoïdal à cassure inégale.

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$; densité : 7,3 à 7,8. L'éclat métallique, blanc d'étain à gris acier, sur cassure fraîche se ternit rapidement à l'air en devenant brun irisé.

Gisements. Se rencontre à Copiapo (Chili).

Dyscrasite, Ag_3Sb - orthorhombique

Ses cristaux sont très rares, pyramidés avec macle sur {110} et un clivage net sur {001}. La dyscrasite se rencontre surtout sous une forme grenue ou massive.

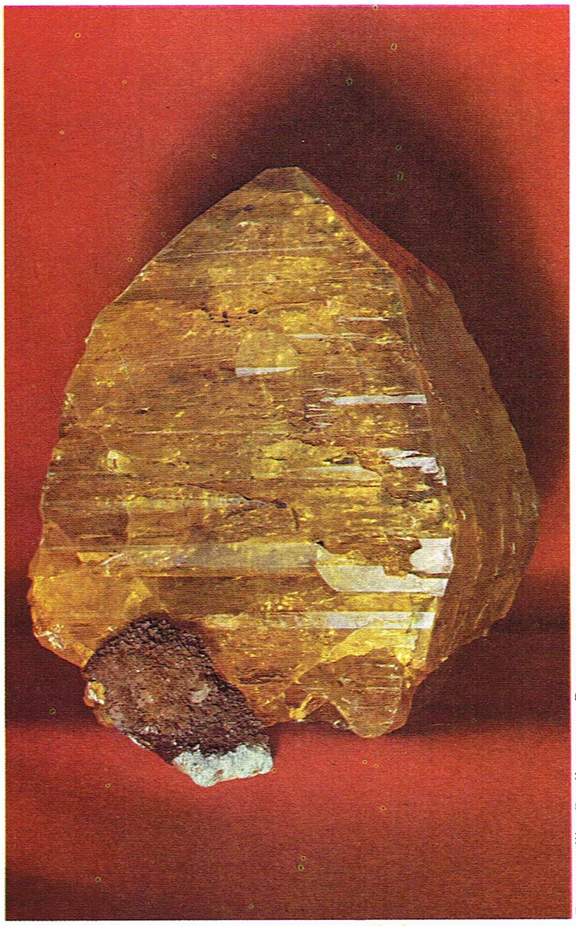
Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$ à 4 ; densité : 9,7. Habituellement grise ou noirâtre, elle montre un éclat métallique blanc argent sur la rayure. Sectible, elle est soluble dans l'acide nitrique. C'est un minéral hydrothermal associé à la galène, à l'argent natif et aux argents rouges.

Gisements. Les meilleurs spécimens viennent de Andreasberg (Harz, R.F.A.). Se rencontre également en masses importantes à Wolfach (Bavière, R.F.A.).

Mauchérite, Ni_4As_3 - quadratique

Rare en cristaux (tabulaires suivant 001), elle est le plus souvent radiée, fibreuse ou massive.

Propriétés. Dureté : 5 ; densité : 8. L'éclat métallique gris rougeâtre sur la cassure fraîche devient rouge cuivreux en se ternissant. Soluble dans l'acide nitrique concentré.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ ***Le plus grand cristal de soufre** provenant de Perticara (Romagne) et conservé au musée d'Histoire naturelle de Milan.*

Gisements. Le gîte classique de ce minéral est celui de Eisleben (Harz, R.D.A.), où il est associé à la nickelite et autres minéraux filoniens.

Chalcocite, Cu_2S - orthorhombique

C'est l'un des meilleurs minerais de cuivre (80 % de Cu). Ses cristaux prismatiques sont allongés ou tabulaires suivant {001} ; les formes pseudohexagonales sont dues à une macle triple sur {110} ; deux autres macles sont connues, {032} et {112}, mais la chalcocite est généralement massive et compacte.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3 ; densité : 5,5 à 5,8 ; cassure conchoïdale ; éclat métallique couleur gris plomb noirâtre, soluble dans l'acide nitrique. La chalcocite se distingue des cuivres gris par une relative malléabilité et sectibilité.

Gisements. Ses gisements sont variés, les plus intéressants pour l'exploitation du cuivre étant les amas de

▼ ***Dyscrasite** provenant de Saint-Andreasberg (Harz, R.F.A.) ; ce minéral hydrothermal se trouve associé à la galène, à l'argent natif et aux argents rouges.*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ **Chalcocite** *provenant de Saint-Yves-Consols (Cornwall, Grande-Bretagne); ce minéral est l'un des meilleurs minerais de cuivre.*

cémentation et les gîtes des massifs granito-dioritiques (porphyry-copper), dont la chalcocite est le principal minerai cuprifère. Les plus beaux cristaux viennent de Redruth (Cornwall, Grande-Bretagne), de Bristol (Connecticut, États-Unis), de Messina (Afrique du Sud) et de quelques gîtes de Hongrie.

Bornite (erubescite), Cu_5FeS_4 - rhomboédrique (pseudocubique)

Très rarement en cristaux pseudocubiques à faces courbes, ce minéral est le plus souvent compact. La cassure fraîche, brun-rose à bronze jaune, se ternit très vite en donnant de belles irisations très caractéristiques, pourpres, violettes et bleues.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 5,07; fragile. Se distingue de la covellite par sa rayure brun-rose brillant.

C'est un bon minerai de cuivre, associé à la covellite et la chalcocite dans de nombreux gîtes.

Gisements. Quelques beaux échantillons français proviennent d'Alban (Tarn).

Argentite, Ag_2S - cubique

L'argentite cristallise en cubes et en octaèdres. Instable en dessous de 180 °C, elle se transforme en acanthite. Les échantillons d'argentite cristallisée exposés dans les musées ont la structure et les propriétés de l'acanthite (tout en ayant conservé leur forme extérieure cubique d'argentite). On peut voir au Muséum de Paris le plus grand cristal connu dans le monde.

Acanthite, Ag_2S - monoclinique

Ses cristaux automorphes sont rares (cristaux prismatiques allongés suivant [001]). L'acanthite est le plus souvent produite par la transformation de l'argentite cubique (instable à basse température) en acanthite stable à basse température et elle revêt toutes les formes de l'argentite : massive, réticulée, arborescente, en cristaux (cubo-octaèdres).

Propriétés. Dureté : 2 à $2\frac{1}{2}$; densité : 7,2 à 7,4; très sectible. Éclat métallique gris plomb; rayure brillante se ternissant rapidement.

Gisements. L'argentite (transformée en acanthite) est un important minerai d'argent (87 % d'Ag) rencontré dans les filons argentifères à quartz aurifère et dans les gîtes mésothermaux à Ni-Co-Ag, ou en inclusions dans la galène argentifère. Les plus beaux spécimens minéralogiques proviennent de Charñacillo (Chili), Freiberg (R.D.A.), Jachymov (Tchécoslovaquie); des spécimens intéressants ont été trouvés au Mexique, au Canada, en Bolivie, etc.

Hessite, Ag_2Te - monoclinique

Rarissime en cristaux de plus d'un centimètre (cristaux déformés à contours arrondis), ce tellurure d'argent, peu répandu, se rencontre surtout en masse compacte ou finement grenue.

Propriétés. Dureté : 2 à 3; densité : 8,25 à 8,75; un peu sectible; éclat métallique gris acier.

Gisements. La localité où l'on trouve classiquement ce minéral est Botes (Roumanie), où il est associé à l'or et à d'autres tellurures d'or et d'argent.

Petzite $(Ag, Au)_2Te$ - cubique

Massif ou finement granulé, ce minéral laisse un résidu d'or après attaque à l'acide nitrique.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3; densité : 8,7 à 9,1; éclat métallique gris acier; légèrement sectible.

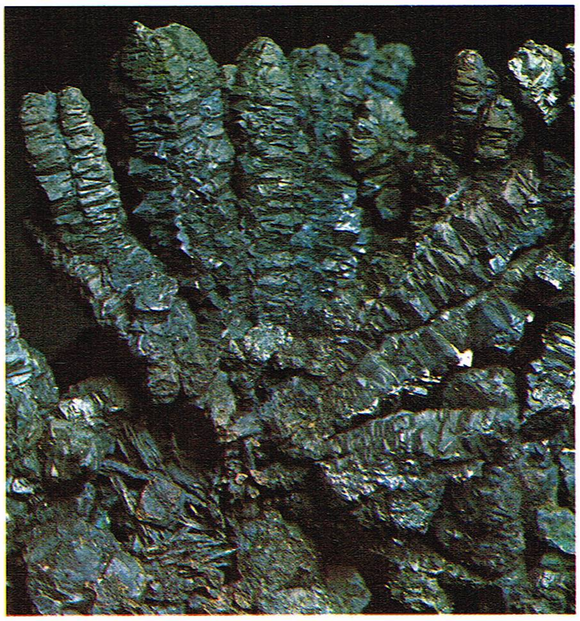
Gisements. De beaux échantillons ont été rencontrés à Sunshire (Wyoming, États-Unis).

Canfieldite, $4\,Ag_2S \cdot SnS_2$ - orthorhombique

Ce minéral rare se présente parfois en cristaux (octaèdres ou dodécaèdres), également en masses compactes ou en agrégats de cristaux radiés, ou encore en croûtes botryoïdales couvertes de pointements cristallins.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$; densité : 3,25; éclat semi-métallique noir à reflets pourpres ou bleuâtres. La canfieldite forme une série complète avec l'argyrodite $4\,Ag_2S \cdot GeS_2$ (remplacement de l'étain par le germanium).

Gisements. Les meilleurs échantillons viennent de Potosi (Bolivie) et de Freiberg (R.D.A.).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *Un échantillon de* **bornite** *provenant du Cornwall (Grande-Bretagne); c'est un minéral généralement compact.*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche, cristaux maclés (« type spinelle ») de blende ou sphalérite; c'est le principal minerai de zinc.
A droite, cristaux d'argentite de Sardaigne, un des plus importants minerais d'argent (musée d'Histoire naturelle, Milan).*

Stromeyerite, Cu · AgS - orthorhombique

Ce minéral porte le nom célèbre du chimiste F. Stromeyer, qui fut le premier à l'analyser. Rare en cristaux, ce minéral est le plus souvent massif.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 6,2; éclat métallique gris acier foncé, bleuissant à l'air; soluble dans l'acide nitrique.

Pentlandite (Fe, Ni)$_9$S$_8$ - cubique

90 % de la production mondiale de nickel proviennent de ce minéral qui ne présente pas de cristaux macroscopiques et que l'on rencontre, massif, toujours associé à la pyrrhotite, qui lui ressemble beaucoup.

Propriétés. Dureté : 3 ¼ à 4; densité : 4,6 à 5; cassure brillante, éclat métallique à couleur jaune bronze clair. Bon conducteur de l'électricité. Son absence de magnétisme permet de le distinguer de la pyrrhotite.

Gisements. La pentlandite est associée à la chalcopyrite et à la pyrrhotite dans les gîtes génétiquement liés aux roches ultrabasiques et basiques d'U.R.S.S. (Norilsk) et du Canada (Sudbury), qui sont les deux principaux pays producteurs de cet intéressant minerai de nickel. De beaux spécimens minéralogiques proviennent de Makola (Finlande).

Sphalérite, ou blende, ZnS - cubique

C'est le principal minerai de zinc (Zn = 67 %), contenant parfois des teneurs intéressantes en gallium, indium, germanium et cadmium, ce qui permet leur récupération. Le plus souvent, la blende se présente en masses clivables ou grenues. Ses cristaux ont un faciès varié (tétraèdre, dodécaèdre, etc.), présentant une macle suivant {111}, des faces courbes et des déformations conduisant à des formes complexes. Le clivage suivant {011} est parfait.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4; densité : 4,1; c'est l'un des rares sulfures pouvant être transparents; son indice de réfraction est élevé. Sa couleur va de l'incolore légèrement teinté au noir (forte teneur en fer), du brun au rouge et du jaune au vert. Fluorescente aux ultraviolets et aux rayons X, la blende ne présente pas d'éclat métallique, comme les autres sulfures, du fait de son plus faible pouvoir réflecteur.

Signes distinctifs. Son clivage, sa transparence et son éclat adamantin permettent de la distinguer des autres sulfures.

Gisements. La blende est présente dans presque tous les types de gisements, surtout les gîtes hydrothermaux et les gîtes filoniens, où elle est associée à la galène, à la pyrite et à d'autres sulfures; on l'exploite également dans certains gisements sédimentaires (séries macro-dolomitiques ou calcaire-dolomie). Les beaux cristaux que l'on peut voir dans les collections viennent de Laffrey et Prunière (Isère), Trepca (Yougoslavie), Rodna et Cavnic (Roumanie), Weardale et Alston-Moor (Grande-Bretagne), du Missouri et du Kansas (États-Unis), ainsi que de nombreuses autres localités.

Marmatite

Marmatite est le nom donné à une sphalérite noire contenant de 10 à 12 % de fer (remplaçant le zinc). La variété de christophite en contient jusqu'à 26 %.

Métacinabre, HgS - cubique

Rare en cristaux (très petits), avec des faces rugueuses, et souvent maclé suivant {111}, il se présente surtout en masses terreuses.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 7,7; noir à gris-noir, opaque. Généralement associé au cinabre et à d'autres sulfures.

Gisements. Les localités les plus connues pour ce rare minéral sont Guadalcazar (Mexique) et New-Idria (Californie).

Tiémanite, HgSe - cubique

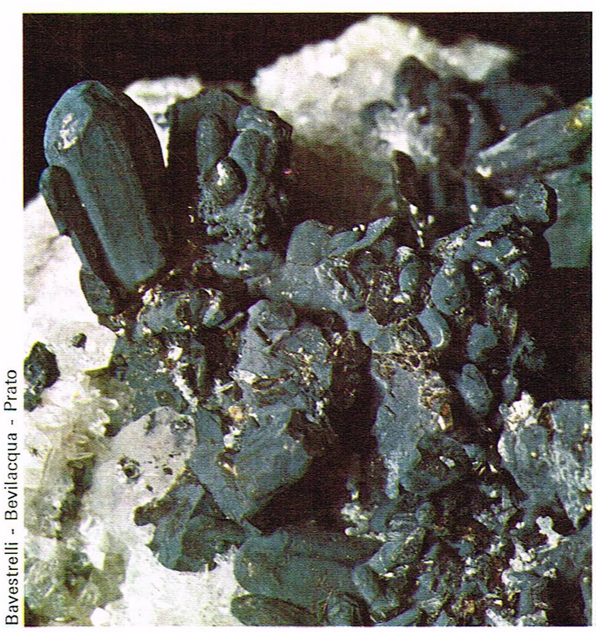
Le plus souvent en masses compactes ou grenues, ce minéral se rencontre rarement en cristaux tétraédriques. La tiémanite est fragile et ne présente aucun clivage.

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 8,20 à 8,40; opaque, couleur gris acier avec éclat métallique.

Gisements. La mine de Dear Trail (Utah) a donné de beaux exemplaires cristallisés.

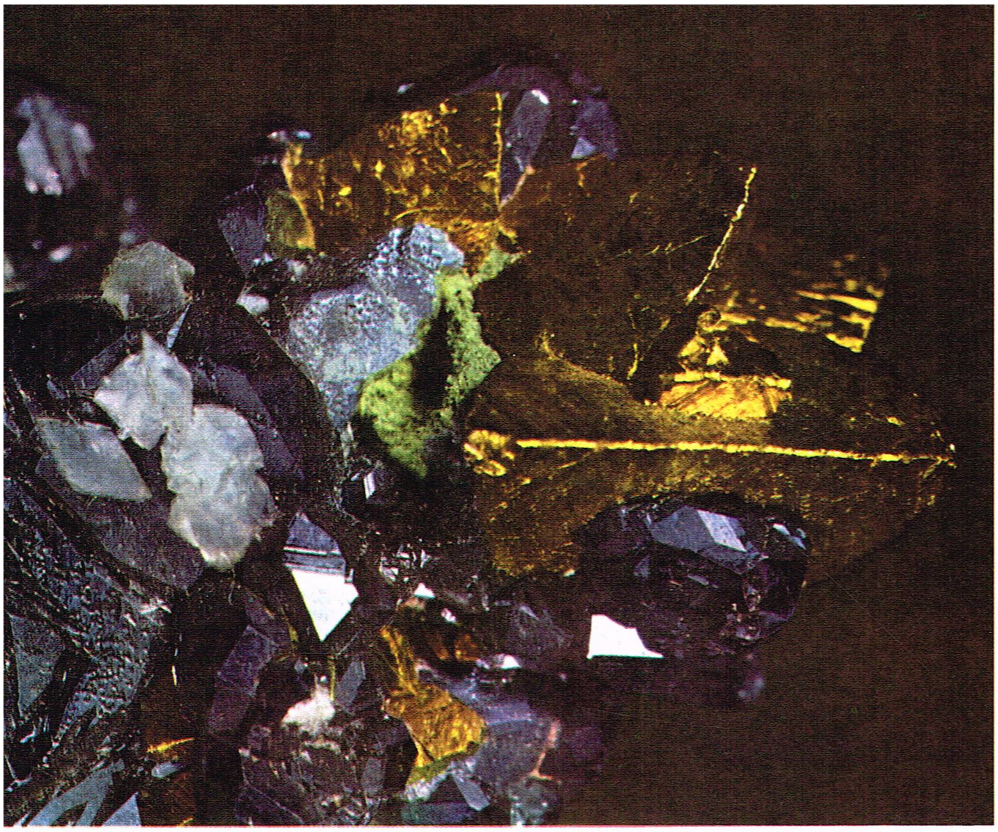
Coloradoïte, HgTe - cubique

Massif ou grenu, ce minéral est fragile mais ne présente pas de clivage.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ *Un échantillon de hessite, provenant de Transylvanie; ce tellurure d'argent, peu répandu, se rencontre surtout en masse compacte ou finement grenue.*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ **Chalcopyrite**, *à éclat jaune laiton, associée à de la marmatite; c'est un des minerais de cuivre les plus répandus.*

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 8,05. Opaque, éclat métallique noir de fer.

Gisements. Sa localité classique est Kalgoorlie (Australie), où on l'a rencontré associé à des tellurures d'or et d'argent lors de l'exploitation des mines d'or (Ivanhoe Gold Corp., etc.).

Stannite, Cu_2FeSnS_4 - quadratique

Ce minéral se rencontre en masses grenues ou en cristaux rares et petits à faces striées (pseudo-dodécaèdres). Plusieurs macles sont connues (sur {102} et {112}).

Propriétés. Dureté : 4; densité : 4,3 à 4,5. Éclat métallique gris acier à noir de fer, avec parfois des teintes bleuâtres à verdâtres sur cassure. Une teinte jaune est due à la présence de nombreuses inclusions de chalcopyrite. Le clivage est indistinct, la cassure irrégulière.

Gisements. La stannite est assez rare; on la trouve associée à d'autres sulfures dans les filons stannifères à quartz-Wolfram et cassitérite. Les meilleurs échantillons de collection viennent d'Oruro (Bolivie) et de Sainte-Agnès (Wheal Rock, Grande-Bretagne).

Germanite $Cu_3(Ge, Fe)S_4$ - cubique

Il s'agit d'un minéral rare se présentant en petites masses fragiles.

Propriétés. Dureté : 4; densité : 4,46 à 4,53. Couleur gris foncé rougeâtre, éclat métallique, opaque. Soluble dans l'acide nitrique. Pas de clivage. Associé à d'autres sulfures. On le trouve à Tsumeb (Namibie).

Sulvanite, Cu_3VS_4 - cubique

La sulvanite se présente sous forme de cristaux cubiques et sous forme massive; clivage {001} parfait.

Propriétés. Dureté : 3 ½; densité : 4. Éclat métallique se ternissant à l'oxydation. Couleur bronze doré opaque.

Gisements. En association avec la malachite, l'azurite, l'atacamite, la cuprodescloïzite et le gypse; on la trouve à Edelweismine, Buna-Buna (Australie du Sud).

Chalcopyrite, $CuFeS_2$ - quadratique

En masses compactes, plus rarement botryoïdal ou réniforme, ce minéral est plus rare en cristaux que la pyrite. Son faciès est tétraédrique; certains cristaux ont des faces du sphénoèdre direct bien développées, mates et striées parallèlement à [110], alors que les faces du sphénoèdre inverse sont petites mais souvent brillantes. Les macles par pénétration ou perpendiculaires au plan {112} sont connues.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4; densité : 4,1 à 4,3. Opaque, éclat métallique jaune laiton. La chalcopyrite est fragile et présente une cassure inégale qui prend à la longue des teintes irisées. Elle est soluble dans l'acide nitrique.

Signes distinctifs. Elle se reconnaît assez facilement grâce à la couleur de sa cassure fraîche et de ses irisations, et se distingue de la pyrite par une dureté moindre.

Gisements. C'est le minerai de cuivre le plus répandu; on le rencontre dans tous les types de gisements, notamment dans les roches magmatites (Mexique), les pegmatites (Groenland), dans presque tous les gîtes hydrothermaux (avec la blende, la pyrite et la galène), comme minerai primaire des « porphyry coppers » avec la pyrite (Utah, Kazakhstan), dans les gîtes liés aux roches basiques en association avec la pentlandite, la pyrrhotite, la magnétite et l'ilménite (Sudbury, Ontario), dans les filons mésothermaux associée à d'autres sulfures (Butte, Montana), etc. Les plus beaux exemplaires cristallisés qu'on peut voir dans les collections proviennent de la Gardette (Isère), de Sainte-Agnès (Cornouailles), d'Ani et Arakawa (Ugo, Japon), de Baïa Sprie et Baïa Mare (Roumanie), de Seigen (Allemagne fédérale). Quelques beaux groupes proviennent des anciennes mines d'argent de Sainte-Marie-aux-Mines (Haut-Rhin) et de la mine Erminia (Pérou).

Groupe des cuivres gris - cubique, hémiédrie tétraédrique

Ce groupe comprend deux espèces minérales formant une série isomorphe complète :

— la **ténantite** $(Cu, Fe)_{12}As_4S_{13}$, qui peut contenir du zinc et de l'argent;

— la **tétraédrite** $(Cu, Fe)_{12}As_4S_{13}$, qui peut contenir du zinc, de l'argent, du mercure, du bismuth ou du tellure.

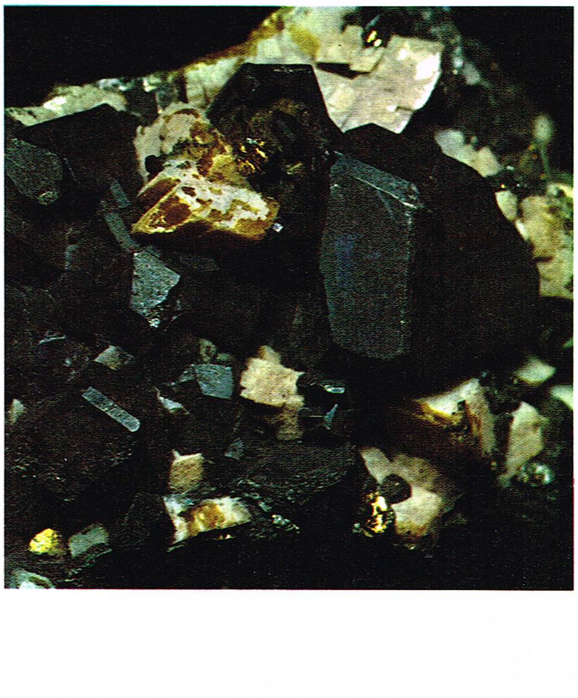
Les cuivres gris ne sont pas rares en cristaux. La forme la plus courante est le tétraèdre pyramidé, le dodécaèdre étant plus rare. La macle suivant {111} est fréquente. En minerai, les cuivres gris sont compacts ou grenus.

Propriétés. Dureté : 3 à 4 ½ (la ténantite est plus dure que la tétraédrite); densité : 4,6 à 5,1 (elle augmente avec la teneur en antimoine). Éclat métallique gris acier à noir de fer, souvent brillant. La variété riche en mercure est noire et terne. Tous les cuivres gris sont fragiles et leur cassure est conchoïdale.

Signes distinctifs. On distingue les cuivres gris de la bournonite par leur dureté plus grande, de l'argentite et de la chalcocite par leur rayure moins brillante. Mais il faut souvent avoir recours à des tests microchimiques pour les différencier de certains autres sulfosels avec lesquels ils peuvent être confondus.

Gisements. Les minéraux de ce groupe sont assez répandus en associations variées avec des minéraux de plomb, de zinc, de cuivre, d'argent des gîtes hydrothermaux; ils sont plus rares dans les gisements de pegmatite et dans les gîtes de contact (en association avec la cassitérite, l'or, l'arsenic, etc.). Ils sont parfois exploités pour le cuivre; la variété argentifère est une importante source d'argent.

Les exemplaires les plus recherchés par les musées viennent de Cabrières (Hérault), d'Irazein (Ariège), de Tsumeb (Namibie), du Zacatécas (Mexique), de



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *Cristaux de ténantite d'Idaho Springs (Colorado), minéral appartenant au groupe des cuivres gris et pouvant contenir du zinc et de l'argent (Londres, British Museum).*

Mouzaïa (Algérie) ainsi que de bien d'autres localités classiques pour ces minéraux (Angleterre, Allemagne, Bolivie, Chili, États-Unis, etc.).

Greenockite, CdS - hexagonal

La greenockite se présente en rares cristaux hexagonaux hémimorphiques.

Propriétés. Dureté : 3 à 3 ½; densité : 4,9 environ; point de fusion : 780 °C; cassure conchoïdale, fragile. Éclat adamantin à résineux; présente toutes les nuances entre le jaune et l'orange; soluble dans HCl concentré.

Gisements. Ce minéral se trouve en dépôts poussiéreux, associé à la sphalérite. Les cristaux se rencontrent dans des cavités de roches basiques ignées. On en trouve à Bishopton Renfren et à Wanlockhead (Écosse), et à Pulacayo, Potosi (Bolivie).

Wurtzite, ZnS - hexagonal

Ce minéral, rare sous la forme de cristaux (pyramidaux ou prismatiques), se rencontre le plus souvent en masses ou en croûtes concentriques.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4; densité : 3,98. Éclat résineux; couleur noir brunâtre.

Gisements. Le wurtzite est le plus souvent associé à la sphalérite, à la marcassite et à d'autres sulfures. On le rencontre en Bohême, à Pribram (Tchécoslovaquie).

Énargite, Cu_3AsS_4 - orthorhombique

Ce sulfosel de plomb est très recherché des collectionneurs lorsqu'il se présente en gros cristaux. La macle {320} est commune et conduit à des groupements étoilés avec angles rentrants. Les cristaux sont souvent allongés et parfois tabulaires.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 4,45 ± 0,05. Éclat métallique noir grisâtre à noir de fer. L'énargite est fragile et possède un clivage parfait sur 110.

Gisements. L'énargite se rencontre dans les dépôts de substitution, plus rarement dans les dépôts de basse température comme minerai secondaire. Associée à la pyrite, la sphalérite, la bornite, la galène, la tétraédrite, la covellite, la chalcocite et le quartz. Les belles cristallisations viennent de Kikwaseki Mine, Chi-Lung, Tai-Wan; à Butte Montana (États-Unis); c'est de la mine Luz Angelica Quiruvilca (Pérou) que proviennent les plus beaux cristaux, qu'on peut voir aux Muséums de Paris et de Washington.

Nickéline, NiAs - hexagonal

La nickéline se présente habituellement sous forme massive et peut avoir aussi une structure réticulée ou arborescente. Les cristaux sont très rares.

Propriétés. Dureté : 5 à 5 ½; densité : 7,784 ± 0,001. Ne présente pas de clivage; fragile. Opaque avec éclat métallique; couleur rouge de cuivre pâle, qui, exposée à l'air, se ternit et devient grise ou noirâtre; soluble dans l'eau régale.

Gisements. Excellent minerai de nickel, la nickélite se rencontre associée à la chalcopyrite, la pyrrhotite, la pentlandite, dans les minerais sulfurés liés aux roches basiques et dans les filons à paragenèse argent-nickel-cobalt (sulfures et arséniures). Les rares cristaux qu'on peut voir dans les collections viennent d'Eisleben dans le Harz; des masses brillantes très pures ont été rencontrées à Bou-Azzer (Maroc) et dans l'Ontario.

Breithauptite, NiSb - hexagonal

Cet autre composé de nickel est rare en cristaux et se rencontre le plus souvent en masses grenues ou en arborescences dendritiques.

Propriétés. Dureté : 5 ½; densité : 8,23 (8,629 calculé). Ce minéral est opaque et possède un éclat métallique brillant avec, sur la cassure fraîche, une couleur rouge cuivre lumineux tirant sur le violet. Soluble dans HNO_3 et l'eau régale.

Gisements. Se trouve dans les filons de calcite, associé à l'ullmanite, la sphalérite, la galène, la nickéline et à des minéraux d'argent. Les gisements les plus classiques sont Cobalt, Ontario (Canada) et la mine de Montenarba à Sarabus (Italie).

Pyrrhotite, $Fe_{1-x}S$ - hexagonal

Massive ou grenue, la pyrrhotite cristallise parfois en tables hexagonales ou en rosettes formées par une association subparallèle des cristaux sur (0001), et plus rarement en gros cristaux prismatiques striés horizontalement.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4 ½; densité : 4,6 à 4,7. Opaque, éclat métallique jaune bronze à brun-rouge se ternissant rapidement à l'air et pouvant présenter des irisations. Assez fragile, ce minéral montre un plan de séparation suivant (0001) et un magnétisme très variable en intensité.

Signe distinctif. Se distingue de la bornite par son magnétisme.

Gisements. La pyrrhotite est présente dans un grand nombre de gisements : dans les roches éruptives basiques, associée à la pentlandite et à la chalcopyrite, dans les pegmatites, les gîtes de contact avec d'autres sulfures, la cassitérite, la scheelite, etc., les gîtes hydrothermaux, les dépôts de fumerolles, etc. Les meilleurs cristaux viennent du Potosi et de Santa Eulalia (Mexique), de Morro Velha et d'Ouro-Preto (Brésil), d'Herja (Roumanie), de Trepca (Yougoslavie) et de Kisbanya (Hongrie).

Millérite, NiS - rhomboédrique

Les cristaux sont allongés suivant [0001] et habituellement très fins. Ils sont le plus souvent associés en groupes radiés très fragiles, parfois entremêlés comme des cheveux. La millérite se présente également en masses fibreuses à surfaces mamelonnées.

Propriétés. Dureté : 3 à 3 ½; densité : 5,5. Opaque, éclat métallique jaune laiton pâle passant au jaune bronze, avec souvent des irisations grises lorsqu'elle se ternit. C'est un minéral fragile, mais les cristaux capillaires sont élastiques. Il se clive parfaitement suivant {1011} et {0112}.

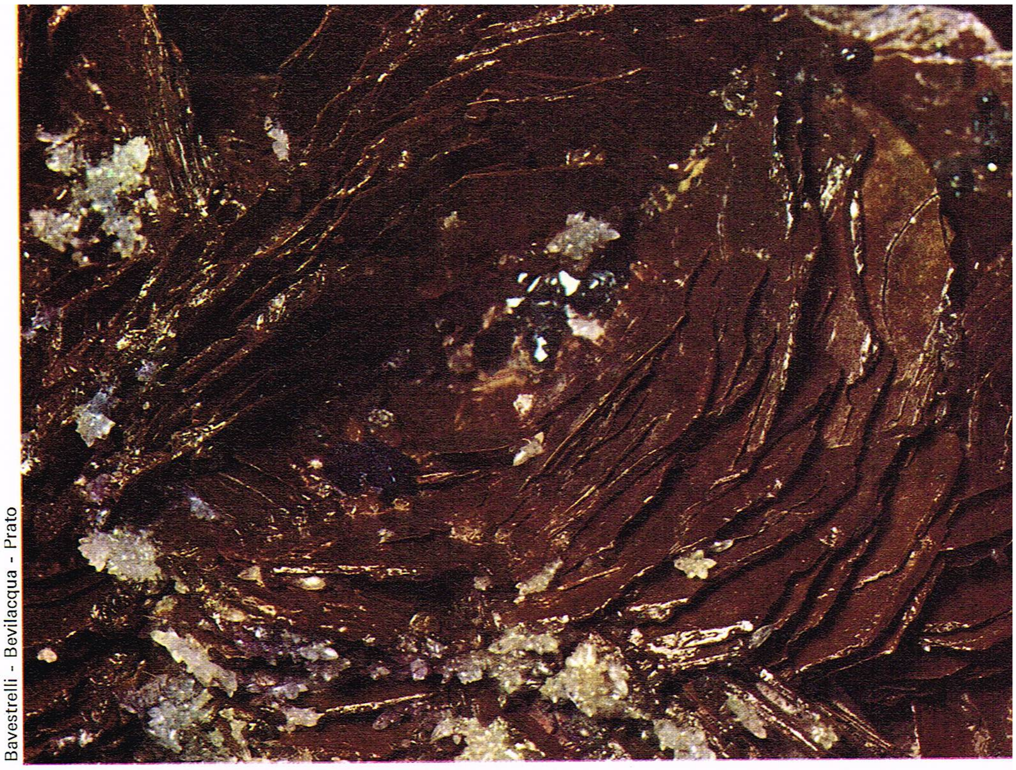
Gisements. La millérite, peu fréquente, se rencontre dans les filons carbonatés associés à la fluorine, la galène et d'autres sulfures. Les plus beaux spécimens proviennent de Friedrich (Wissen), Koslenz et Oillenburg (Hessen) ainsi que de Mine Gap, Lancaster Country (Pennsylvanie) et Eastbrook Park (Wisconsin).

Alabandite, MnS - cubique

Massive ou grenue le plus souvent, on rencontre assez rarement l'alabandite en cristaux cubiques ou octaédriques dont le clivage {001} est parfait.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4; densité : 4. Opaque, avec un éclat submétallique noir de fer se ternissant en brun quand elle est exposée à l'air. Soluble dans l'acide chlorhydrique avec dégagement d'hydrogène sulfuré.

Gisements. On rencontre l'alabandite dans les gisements d'or et d'argent, associée avec la rhodochrosite, la rhodonite, la pyrite, la galène et la sphalérite, à Sacarambu, Humedoara (Roumanie), au Potosi (Bolivie). De rares cristaux proviennent d'Adervielle (Hautes-Pyrénées).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***Cristaux en « rosette » de pyrrhotite de Roumanie, avec, au centre, quelques cristaux de blende.***



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche, cristaux de galène associés à du quartz et de la sidérite; c'est le minerai de plomb le plus répandu dans la nature et également un minerai d'argent prépondérant. A droite, gros cristaux de cinabre provenant du fleuve Mayang (Chine) [Londres, British Museum].*

Galène, PbS - cubique

Connue depuis des millénaires, la galène est le principal minerai de plomb. Ses variétés argentifères (de 0,1 à 1 % d'argent) en font aussi un minerai d'argent prépondérant. Au cours de l'Antiquité, l'exploitation des mines de plomb argentifère du Laurium a été un des facteurs qui ont permis l'hégémonie d'Athènes sur le monde méditerranéen. La galène se rencontre fréquemment en cristaux cubiques, octaédriques, dodécaédriques (plus rares) ; certains cubes peuvent atteindre 30 cm et sont souvent polysynthétiques.

Le clivage cubique est parfait $\{001\}$; un clivage plus difficile sur $\{111\}$ devient assez net dans les variétés bismuthifères. Certains cristaux présentent des figures de corrosion ou des petits cristaux orientés (généralement octaèdres sur des gros cubes).

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3; densité : 7,5 à 7,6. Opaque avec un éclat métallique gris de plomb. La galène s'oxyde facilement en donnant de l'anglésite

$$(PbS + 2\ O_2 = PbSO_4).$$

Signes distinctifs. Son clivage caractéristique, sa forte densité et sa faible dureté permettent de la distinguer d'autres sulfures.

Gisements. La galène est le minerai de plomb le plus répandu dans la nature et ses gisements sont nombreux. Elle est fréquente dans les gîtes hydrothermaux, soit associée à des silicates de haute température (gîtes hypothermaux), soit dans les intéressantes paragenèses mésothermales (blende, pyrite, galène) avec baryte et fluorite (Angleterre, Allemagne) ou avec des cuivres gris et divers sels d'argent (Idaho), ou encore avec le cortège des nombreux minéraux de cuivre rencontrés au Tsumeb. La galène se rencontre aussi dans les gîtes épithermaux volcano-sédimentaires, sédimentaires, pegmatitiques et pneumatolytiques de contact.

Les beaux cristaux qu'on peut voir dans les musées, souvent associés à la fluorite, à la sphalérite (blende), à la pyrite, à la calcite et au quartz, proviennent de Joplin (Missouri), d'Ejam et de Derbyshire (Grande-Bretagne, de Trepca (Yougoslavie), d'Ottawa (Oklahoma), de Neudorf et d'autres localités allemandes, enfin, en France, de Pont-Péan (Ille-et-Vilaine) et de Saint-Sauveur (Haute-Garonne).

Altaïte, PbTe - cubique

L'altaïte est un minéral rare qui se présente habituellement sous forme massive et rarement en cristaux cubiques.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 8,15. Opaque, éclat métallique blanc étain avec une nuance jaunâtre et se ternissant à l'air en jaune bronze. Sectible, elle présente un clivage cubique parfait et une cassure subconchoïdale.

Gisements. On trouve l'altaïte associée à l'or natif, à la hessite et autres tellurures. Les plus beaux échantillons exposés dans les musées proviennent de l'Altaï (Sibérie).

Myargyrite, $AgSbS_2$ - monoclinique

Elle se présente généralement sous forme massive ou en cristaux tabulaires épais (001) ou (100).

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$; densité : 5,25. Pratiquement opaque, avec un éclat métallique adamantin noir de fer à gris acier. En fines lamelles, elle est translucide et de couleur rouge sang foncé. C'est un minéral fragile, à cassure subconchoïdale à inégale.

Gisements. La myargyrite se dépose dans les gisements filoniens de basse température, associée habituellement à d'autres sulfosels d'argent, à la galène, à la pyrite, au quartz et à la calcite. De beaux cristaux proviennent de Braunsdorf (Saxe) et de la mine Valenciana à Guanajuato (Mexique).

Matildite, $AgBiS_2$ - orthorhombique

La matildite se rencontre le plus souvent sous forme massive ou grenue. Les cristaux, rarement distincts, sont prismatiques.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$; densité : environ 6,9. Opaque, éclat métallique noir de fer à gris. Elle est fragile, ne présente pas de clivage et sa cassure est inégale.

Gisements. Ce minéral se rencontre dans quelques filons de moyenne et haute température, associé à la galène et à d'autres sulfures et sulfosels. Se trouve dans les pegmatites de Bustarviejo (Espagne) et à Morococha (Pérou).

Téallite, $PbSnS_2$ - orthorhombique

La téallite se présente généralement sous forme d'agrégats massifs de minces feuillets à contours irréguliers. Les cristaux sont tabulaires, aplatis sur (001) et pratiquement carrés, souvent déformés.

Propriétés. Dureté : 1 ½; laisse une trace sur le papier; densité : 6,36. Opaque, éclat métallique noir grisâtre, s'oxyde rapidement à l'air en devenant terne ou en s'irisant. Flexible mais non élastique; un peu malléable; se clive parfaitement suivant {001}.

Gisements. Elle est associée à la cassitérite et d'autres sulfures dans les filons d'étain argentifère de Bolivie.

Cylindrite, $Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$

Ce minéral rare est ainsi nommé parce qu'il se présente en agrégats de cylindres allongés très caractéristiques.

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 5,46. Opaque, éclat métallique gris de plomb noirâtre; légèrement malléable.

Gisements. La cylindrite est associée à la cassitérite, à la stannite et à la frankéite des gîtes stanno-argentifères de Bolivie tels que celui de Colquechaca (Potosi).

Cinabre, HgS - rhomboédrique

Les cristaux de cinabre sont rares et se présentent sous forme de rhomboèdres parfois aplatis sur (0001), plus rarement allongés selon [10$\bar{1}$0]. Ils sont fréquemment maclés sur (0001) ou en groupes pseudohexagonaux. Généralement, ce minéral est massif, grenu ou en encroûtements poussiéreux vermillon.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 8,10. Les cristaux sont translucides à transparents, de couleur rouge cochenille à gris rougeâtre. L'éclat adamantin semi-métallique est dû à des indices très élevés : np = 3,27 et ng = 2,91. Le pouvoir rotatoire est quinze fois plus élevé que celui du quartz. Les variétés friables sont ternes. Ce minéral est peu sectible, sa cassure est conchoïdale à inégale; il se clive parfaitement suivant (10$\bar{1}$0).

Gisements. Le cinabre est lié au volcanisme récent; il se rencontre donc dans les gîtes hydrothermaux de basse température associé à la pyrite, la marcassite, la stibine et, plus rarement, à l'arsénopyrite et au réalgar. A Almaden (Espagne), il imprègne des quartzites à l'intérieur des schistes bitumineux. Les plus beaux cristaux connus proviennent de Pa-Lo, dans le Kouei-Tchéou (Chine). De beaux groupes proviennent également d'Almaden et de Guipuzcoa (Espagne), de la mine de Siele, Monte Amiata (Italie), de Silgerg, Olpe et Moschel-Landsberg (Bavière).

Covellite, CuS - hexagonal

La covellite est massive, grenue, pulvérulente; ses cristaux sont rares. Les lamelles hexagonales de plus de 6 cm sont exceptionnelles; le clivage est facile suivant (0001).

Propriétés. Dureté : 1 ½ à 2; densité : 4,6 à 4,7. Opaque, bleu indigo foncé avec éclat métallique et fréquentes irisations jaune bronze à pourpre. C'est un minéral fragile; ses lamelles, très minces, sont légèrement flexibles.

Gisements. La covellite est un minéral secondaire que l'on rencontre dans les zones d'enrichissement des gisements de cuivre, souvent associé à l'énargite, la marcassite, les cuivres gris, la ténorite, la chalcocite, etc. Les groupes cristallisés viennent de Bor (Yougoslavie), Summitville (Colorado) et de Calabona Alghero (Sardaigne) d'où ont été extraits les plus beaux échantillons connus. On peut voir ces derniers dans la collection de la Faculté des sciences de Florence et dans celle de l'École des mines de Paris.

Valleriite, $Cu_2Fe_4S_7$ - orthorhombique

La valleriite est un minéral métallique massif ressemblant à la pyrrhotite pour la couleur et au graphite pour les propriétés physiques.

Propriétés. Très tendre; densité : 3,1. Éclat métallique bronze à brun-rouge; clivage parfait.

Gisements. C'est un minéral très rare des gisements de cuivre de haute température. Les échantillons que l'on peut voir dans les musées viennent d'Érétria, Thessalie (Grèce).

Groupe de la linnéite

On classe dans ce groupe des sulfures doubles cubiques dont la formule est du type R^{2+} R_2^{3+} S_4, ou R^{2+} = Co, Ni, Fe, Cu et R^{3+} = Co, Ni.

Linnéite (Co_3S_4)

Rare en cristaux octaédriques, elle est le plus souvent grenue ou massive.



R. Kandaroun - Lab. de minéralogie. Muséum d'histoire naturelle, Paris

▲ *Quelques beaux cristaux de stibine du Japon; c'est le principal minerai d'antimoine (Paris, Muséum national d'histoire naturelle).*

Propriétés. Dureté : 4 ½ à 5 ½; densité : 4,5 à 4,8. Éclat métallique brillant dans les teintes rouge cuivre à violet, s'oxydant facilement à l'air, la cassure est conchoïdale.

Gisements. Se trouve dans les filons hydrothermaux avec des sulfures de cuivre, de nickel et de fer : mine Victoria, Littfeld, (R.F.A.).

Siégénite ($CoNiS_4$)

Ce minéral a les mêmes caractéristiques que la linnéite. Son gisement le plus classique est Stahlberg, Müsen (R.F.A.).

Violarite (Ni_2FeS_4)

Bien que ses propriétés soient proches de celles des autres sulfures de ce groupe, ce minéral ne se rencontre jamais en cristaux. Son gisement le plus classique est Julian (Californie).

Carrolite (Co_2CuS_4)

Ce minéral, par contre, est fréquemment cristallisé en octoèdres ou cubo-octoèdres brillants de 0,5 à 1 cm. Il provient de Musonoï (Katanga).

Stibine, Sb_2S_3 - orthorhombique

La première utilisation de ce minéral remonte à la plus haute antiquité (fard). C'est le principal minerai d'antimoine qui peut cristalliser en magnifiques prismes brillants de couleur gris métallique. On connaît des prismes de plus de 50 cm, terminés par de nombreuses facettes. Un clivage parfait est parallèle à l'allongement. La stibine est aussi massive, aciculaire ou en groupes radiés.

Propriétés. Dureté : 2; densité : 4,61 à 4,65; clivage {010}. Éclat métallique, couleur gris de plomb se ternissant rapidement. Elle fond à la flamme d'une bougie (550 °C).

Gisements. Minéral typique des gisements hydrothermaux de basse température, la stibine est généralement associée au réalgar, à l'orpiment, à la galène, à la baryte, etc. Les plus grands cristaux connus viennent de Sedjo et Ichinokawa (Japon). En France et en Roumanie, la stibine est fréquemment associée à la baryte. Les mines suivantes ont fourni de beaux groupes de cristaux : Chassagnes et Lubilhac (Haute-Loire), Massiac (Cantal), La Lucette (Mayenne); Baia Sprie (Roumanie), Kisbanya, Cavnic (Roumanie). On a aussi rencontré de beaux exemplaires de stibine au Nevada.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *Pyrite globulaire provenant de la mine de Blackdene, Durham (British Museum, Londres) ; c'est le sulfure le plus répandu dans la nature ; il se présente sous une grande variété de formes.*

▶ *Page ci-contre, cristaux de pyrite provenant de Cassandra (Grèce) [Paris, Muséum national d'histoire naturelle].*

Bismuthinite, Bi_2S_3 - orthorhombique

La bismuthinite est généralement en agrégats lamellaires, parfois radiés, en masses clivables ou fibreuses. Les cristaux sont allongés suivant [001] et montrent un clivage très net. Ils ne dépassent qu'exceptionnellement 10 cm.

Propriétés. Dureté : 2 ; densité : 6,75 à 6,00. Éclat métallique, couleur gris de plomb mais plus clair que la stibine ; s'oxyde en donnant des teintes jaunes ou irisées.

Gisements. Se trouve généralement associé au bismuth natif et aux sulfures des filons de haute température : Fefena (Madagascar), Ampangabe (Madagascar), Huaina (Bolivie), Fowey, Consol's Mine, Saint-Blasey (Angleterre), Meymac (Corrèze).

Kermésite, Sb_2S_2O - triclinique

Minéral monoclinique se trouvant en cristaux allongés suivant [010], ou en agrégats radiés.

Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



▶ *Cristaux aciculaires de bismuthinite ; ce minéral se trouve généralement associé au bismuth natif et aux sulfures des filons de haute température.*

Propriétés. Dureté : 1 ½ ; densité : 4,68. Éclat métallique, couleur rouge cerise en fines lamelles.

Gisements. C'est un produit d'altération de la stibine ; on le rencontre avec des oxydes d'étain comme la sénarmontite, la valentinite ou la cervantite. Les localités les plus classiques sont Malacky et Pezinok (Tchécoslovaquie) ; de beaux exemplaires viennent également d'Afrique du Sud.

Tétradymite, Bi_2Te_2S - hexagonal

Ce minéral se présente sous forme grenue ou en feuillets. Ses rares cristaux sont des pyramides très allongées avec des faces striées.

Propriétés. Dureté : 1 ½ à 2 (laisse une trace sur le papier) ; densité : 7,1 à 7,5. Il fond à 600 °C. Éclat métallique très brillant, couleur gris acier pâle se ternissant rapidement à l'air.

Gisements. C'est le plus courant des tellurures. On le retrouve en associations avec des sulfures variés et avec l'or à Banska-Stiavnica (Tchécoslovaquie) et Oravita (Roumanie).

Joséite, Bi_3TeS - rhomboédrique

La joséite se présente en masses lamellaires irrégulières.

Propriétés. Dureté : 2 ; densité : 8,18. Éclat métallique, couleur noir grisâtre.

Gisements. La joséite a été trouvée dans des calcaires grenus au Minas Gerais (Brésil) et à Carrock Fell, Cumberland (Grande-Bretagne).

Nagyagite $PbSAu(TeSb)_4S_{5-8}$ - orthorhombique

La nagyagite se présente en cristaux tabulaires mais aussi sous forme massive grenue. En section polie elle montre des macles complexes.

Propriétés. Dureté : 1 à 1 ½ ; densité : 7,39 à 7,46 ; clivage {010} parfait. Éclat métallique, couleur gris de plomb.

Gisements. Minéral rare associé à l'or natif à d'autres tellurures d'or, dans des gangues carbonatées. Le gisement le plus classique est celui de Sacarambu, Hune Doara (Roumanie).

Sylvanite $(Ag, Au)Te_2$ - monoclinique

Les cristaux de sylvanite sont prismatiques courts ou tabulaires épais, plusieurs types de macles existent, les macles par pénétration donnant des formes arborescentes.

Propriétés. Dureté : 1 ½ à 2 ; densité : 8,11. Éclat métallique très brillant de couleur gris acier légèrement jaune.

Gisements. Ce minéral aurifère se rencontre habituellement dans les filons de basse température, en association avec d'autres tellurures, de l'or natif, du quartz, de la calcédoine, de la fluorine et des carbonates. Les meilleurs échantillons qu'on peut voir dans les musées viennent de la mine de Sigismond, de Baia de Aries, de Cluj (Roumanie), de Lake View Consols, Kalgoorlie (Australie), et de la mine Doctor (Colorado).

Krennérite (Au, Ag)Te_2 - orthorhombique

Elle se présente sous l'aspect de cristaux prismatiques courts.

Propriétés. Dureté : 2 à 3 ; densité : 8,62 ; clivage parfait sur {001}. Éclat métallique, couleur blanc d'argent à jaune laiton.

Gisements. Plus rare que la sylvanite, la krennérite se rencontre dans le même type de gisements. Sacarambu (Roumanie) est la localité la plus classique.

Calavérite (Au, Ag)Te_2 - monoclinique pseudo-orthorhombique

Massive ou grenue, ses cristaux sont rares.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3 ; densité : 9,25 ; fond à 464 °C et ne possède pas de clivage. Éclat métallique, couleur jaune laiton à blanc.

Gisements. Associée à l'or natif et à d'autres tellurures d'or, la calavérite se forme dans les gisements aurifères hydrothermaux de basse température, à Kalgoorlie (Australie), et à la mine Doctor (Colorado).

Pyrite, FeS_2 - cubique

C'est le sulfure le plus répandu dans la nature. Il se présente sous une grande variété de formes dont les plus communes sont le cube, le dodécaèdre pentagonal et l'octaèdre pouvant atteindre 30 cm ; la macle en « croix de fer » est fréquente par interpénétration (90°).

Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½ ; densité : 4,9 à 5,1 ; fragile, à cassure conchoïdale. Éclat métallique, couleur jaune de laiton pâle.

Caractères distinctifs. La pyrite se distingue de la chalcopyrite par une dureté plus forte (elle raye le verre) et une plus grande densité, et de la marcassite par sa couleur plus jaune.

Gisements. La pyrite se rencontre dans tous les types de gisements. Dans les roches magmatiques elle peut donner des gîtes exploitables. Les plus grandes concentrations sont généralement celles qui se disposent dans des séries métamorphiques schistogréseuses avec des intrusions de roches assez basiques. Elle se rencontre aussi en concentrations exploitables dans des dépôts argileux et charbonneux et dans bien des formations métamorphiques. Les plus beaux cristaux viennent de l'île d'Elbe, où ils sont associés à l'hématite, de Gavorano et de Grossetto (Toscane), de Cassandra (Grèce), de Birgham (Utah), d'Uepac, Sonora (Mexique), et du Pérou.

Hauérite, MnS_2 - cubique

Se présente sous forme octaédrique ou de cube octaédrique ou en groupe globuleux.

Propriétés. Dureté : 4 ; densité : 3,444 ; cubique. Clivage parfait sur {001}, cassure subconchoïdale. L'éclat métallique est adamantin, de couleur brun rougeâtre, mais les cristaux ont souvent un aspect terreux en surface.

Gisements. L'hauérite est un minéral rare que l'on trouve associé au gypse et à d'autres sulfures, à Kalinka (Tchécoslovaquie) et à Radduca (Sicile), d'où viennent les plus gros cristaux.

Sperrylite, $PtAs_2$ - cubique

Se présente en cubes et cubo-octaèdres aux coins et arêtes arrondis.

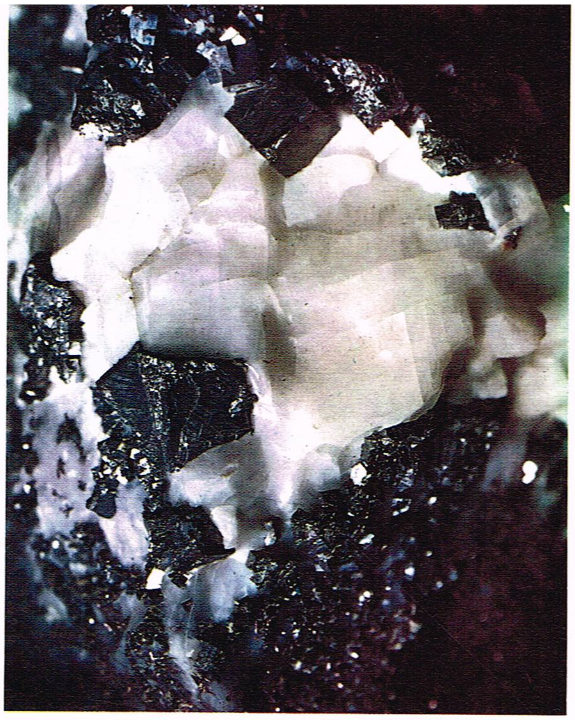
Propriétés. Dureté : 6 à 7 ; densité : 10,59. Minéral fragile à cassure conchoïdale, de couleur blanc d'étain à vif éclat métallique.

Gisements. On rencontre ce minéral dans quelques roches ultrabasiques platinifères d'Afrique du Sud (Vermilion, Sudbury, Victoria Mine) et du Canada (Frood Mine, Ontario).

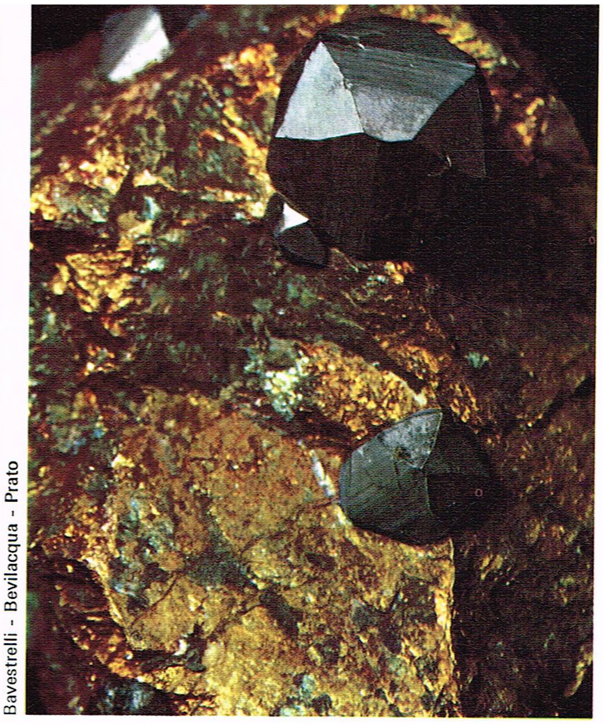


R. Kandaroun - Lab. de minéralogie. Muséum d'histoire naturelle, Paris

▶ *A gauche,* ullmanite *provenant de Monte Narba (Sardaigne). A droite,* cristaux de cobaltite *sur* chalcopyrite *provenant de Tunaberg (Suède).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Bravoïte (WFe)S*$_2$ *- cubique

Rare en cristaux, la bravoïte se présente sous forme d'encroûtements noduleux à structure fibroradiée sur la pyrite.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6; densité : 4,30 à 4,60 suivant la teneur de W ou de Fe; éclat métallique gris acier.

Gisements. Les meilleurs échantillons proviennent de Rico (Argentine Mine) dans le Colorado.

Cobaltite (CoFe)AsS - cubique

Les cristaux de cobaltite montrent des formes proches de celles de la pyrite (cube, dodécaèdre pentagonal, octaèdre, etc.) ; ils sont fragiles avec un clivage parfait sur {001}.

Propriétés. Dureté : 5 ½; densité : 6,302. Éclat métallique vif blanc d'argent à gris acier avec une pointe violacée.

Gisements. On la rencontre associée à d'autres arséniures ou sulfures de nickel et cobalt dans des gisements dits de haute température à Tunaberg, Hakansbö, Vastmanland (Suède) et à Schneeberg (Saxe).

Gersdorffite, NiAsS - cubique

Massif, lamellaire ou grenu à cassure inégale, ce minéral est rare en cristaux de plus d'un centimètre. Sa forme est le plus souvent octaédrique (avec parfois les faces du cube ou du pyritoèdre).

Propriétés. Dureté : 5 ½; densité : 5,9. Éclat métallique, couleur blanc argent à gris acier s'oxydant en gris.

Gisements. C'est un minéral filonien associé à la nickélite, l'ullmanite, la chloanthite. Les plus gros cristaux viennent d'Aït-Aman et Bou-Azzer (Maroc) et de Friedrichesegen (Allemagne).

Ullmanite, NiSbS - cubique

Ce minéral ressemble à la cobaltite et aux autres minéraux de cette famille mais se présente le plus souvent en cristaux cubiques à faces striées.

Propriétés. Dureté : 5 à 5 ½; densité : 6,65. Le clivage est aisé sur {001}. Éclat métallique, couleur gris acier à blanc d'argent.

Gisements. L'ullmanite est un minéral filonien associé à d'autres minéraux de nickel. Les meilleures pièces de collection viennent de Masaloni et Montenarba (Sardaigne).

Marcassite, FeS*$_2$ *- orthorhombique

La marcassite se présente souvent sous forme stalactiforme avec à l'intérieur une structure radiée, l'extérieur présentant des cristaux. La macle est commune et donne des étoiles ou des formes dites en « crête de coq ». Les cristaux sont tabulaires ou pyramidaux.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 4,88. Éclat métallique sur cassure fraîche, couleur jaune bronze plus instable que la pyrite ; elle s'oxyde en devenant plus foncée.

Gisements. Ce minéral supergène se forme à basse température fréquemment à partir de solutions acides. On le trouve en concrétions dans les gisements sédimentaires. D'intéressantes cristallisations viennent de Kara Kowa (Russie), du cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais), de Santa Eulalia (Mexique), de Tecklenburg (Rhénanie) et de Folkestone (Grande-Bretagne).

Löllingite, FeAs*$_2$ *- orthorhombique

La löllingite est le plus souvent massive. Ses cristaux sont rares et se présentent sous forme de prismes allongés suivant [001] ; on peut aussi trouver des cristaux pyramidaux.

Propriétés. Dureté : 5 à 5 ½; densité : 7,40. Éclat métallique, couleur blanc argent à gris acier.

Gisements. Ce minéral se rencontre uniquement dans des gisements hydrothermaux, associé à de l'arsenic, de la pyrite et des sulfures de cuivre. Les meilleures pièces de collection viennent de Vaulry (Haute-Vienne), de Challanches (Isère) et de Tazna (Bolivie).

Safflorite (Co, Fe)As*$_2$ *- monoclinique

Ce minéral ressemble à l'arsénopyrite; il est souvent massif avec une structure fibreuse radiée.

Propriétés. Dureté : 5; densité : 7,3 à 7,5. Éclat métallique couleur blanc d'étain s'oxydant rapidement en gris foncé. La macle suivant {011}, ou macle par pénétration, forme des étoiles à 6 branches.

Gisements. La safflorite est couramment associée à des minéraux de nickel-cobalt, à l'argent et au bismuth dans des gisements filoniens mésothermaux. De beaux exemplaires de collection viennent de Bieber près de Hanau (Allemagne fédérale).

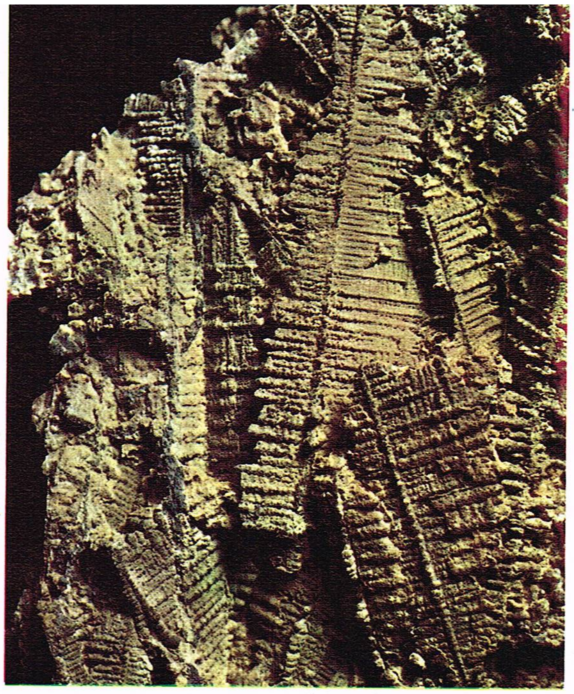


Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *Gros cristaux octaédriques de* gersdorffite *provenant d'Aït Ahmane (Maroc) [Paris ; École des mines].*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche,* **marcassite** *provenant de Dover, Kent (Londres, British Museum).*
A droite, **rammelsbergite** *provenant de Schneeberg (Saxe).*

Rammelsbergite NiAs $_2$ ***- orthorhombique***

Elle se présente sous forme massive, de structure grenue à prismatique ; ses cristaux, très rares, sont aciculaires.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6 ; densité : 7,1. Éclat métallique, couleur blanc d'étain légèrement rouge.

Gisements. Cet arséniure de nickel est associé à d'autres minéraux de cobalt et de nickel dans les filons. De la mine Gabe Gotte, à Sainte-Marie-aux-Mines (Haut-Rhin) et de Cobalt-Ontario (Canada) proviennent les meilleures pièces qu'on peut voir dans les musées.

Arsénopyrite mispickel, FeAsS - orthorhombique

Se présente habituellement sous la forme de cristaux prismatiques allongés selon [001], parfois selon [010]. Les faces des cristaux sont striées selon la direction parallèle à C. On peut aussi la trouver en masses grenues ou compactes.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6 ; densité : 6,07. Éclat métallique, couleur blanc argent pour les faces des cristaux et gris acier sur la cassure fraîche. Les macles donnent soit des cristaux pseudo-orthorhombiques, soit des cristaux cruciformes ou en étoile à 6 branches.

Gisements. C'est le plus abondant des minéraux d'arsenic que l'on trouve fréquemment disséminé dans divers types de gisements de haute température (filons aurifères, filons d'étain) et associé à des sulfures dans des gisements de métamorphisme de contact. Il est présent plus rarement dans les gisements de basse température. Les localités les plus connues sont : Cassandra (Grèce), Altenberg et Freiberg Mitterberg (Allemagne fédérale), Trepca (Yougoslavie), Willasberg (Bohême) et Panasqueira (Portugal).

Glaucodot (Co, Fe)AsS - orthorhombique

Ce minéral ressemble beaucoup à l'arsénopyrite ; ses cristaux sont prismatiques, allongés avec des faces striées.

Propriétés. Dureté : 5 ; densité : 6,04. Éclat métallique, couleur blanc d'étain. Les macles donnent des cristaux cruciformes ou en étoile.

Gisements. Le glaucodot est généralement associé à la cobaltite, à la pyrrhotite, et à la chalcopyrite dans des gîtes de haute température. Hakansbö (Suède), Skutterud (Norvège), Cobalt-Ontario (Canada) donnent les meilleurs cristaux.

Molybdénite, MoS $_2$ ***- hexagonal***

En masses écailleuses, foliacées ou lamellaires, ce minéral se reconnaît facilement par sa sectibilité et par sa flexibilité. Ses cristaux à contours hexagonaux sont tabulaires ; les faces des prismes sont fortement striées parallèlement au clivage, qui est parfait suivant (0001).

Propriétés. Dureté : 1 ; densité : 4,7 à 4,8. Le toucher est gras. L'un des critères de reconnaissance de ce minéral est la trace gris bleuté qu'il laisse sur le papier ; l'éclat métallique est gris de plomb brillant, ce qui le distingue de celui du graphite auquel il ressemble parfois.

Gisements. Cet excellent minerai de molybdène, très recherché pour la fabrication des aciers spéciaux, se rencontre dans plusieurs types de gisements (pegmatites, roches plutoniques, gîtes de contacts métasomatiques, filons hydrothermaux, etc.). Les meilleurs cristaux que l'on peut voir dans les collections viennent de Deepwater (Australie), de Ross (Ontario), de Madagascar, du Maroc, etc.

Mélonite, NiTe $_2$ ***- rhomboédrique***

Elle se rencontre en lamelles hexagonales dont le clivage (0001) est parfait.

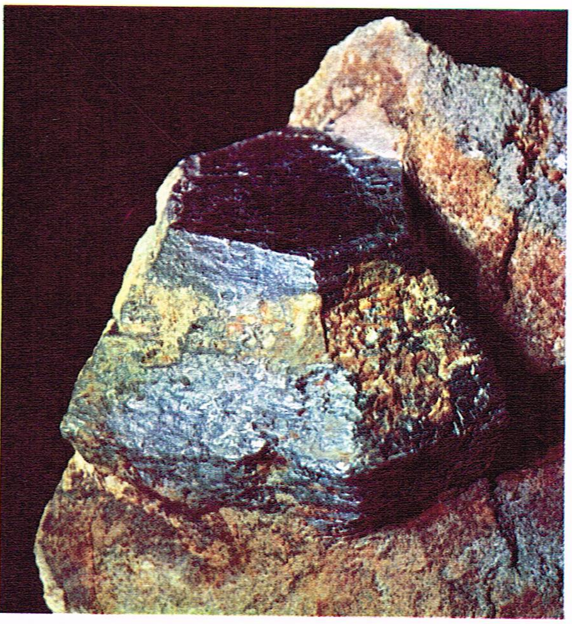
Propriétés. Dureté : 1 à 1 ½ ; densité : 7,35. Éclat métallique, couleur blanc rougeâtre se ternissant en brun. Ce minéral, très rare, a été trouvé associé à d'autres tellurures dans des filons de quartz aurifère de Californie et du Colorado (Criple Creek).

Skuttérudite, Smaltite, Chloantite (CoNi)As $_3$ ***et (NiCO)As*** $_3$ ***- cubique***

Ces trois minéraux sont semblables d'aspect, massifs le plus souvent, leurs cristaux étant peu fréquents (faces du cube, de l'octaèdre et du dodécaèdre). Ils dépassent rarement 3 cm. Les groupements réticulés ou arborescents sont rares.

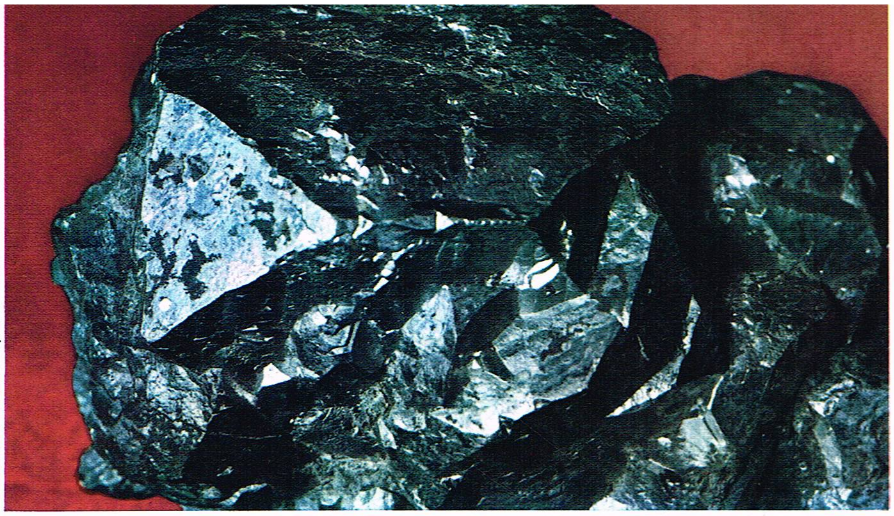
Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6 ; densité : 6,2 à 6,7. Éclat métallique, blanc d'étain à gris acier. Ce sont des minéraux fragiles ; la cassure est inégale.

Gisements. On les rencontre dans les filons à paragenèse Ni-Co-Ag et dans certains gîtes de contact. Les plus



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ *Cristaux de* **molybdénite** *provenant de Pontiac (Canada) : c'est un minéral très recherché pour la fabrication des aciers spéciaux.*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *La skuttérudite, en haut, et la smaltite, en bas, sont d'aspect semblable : la première provient de Bou-Azzet (Maroc) [Paris, École des mines], la seconde de Ricchelsdorf (Hesse) [Londres, British Museum].*

gros cristaux connus de skuttérudite viennent de Bou-Azzer (Maroc) ; d'autres belles cristallisations ont été trouvées à Skutterud (Norvège), Tunaberg (Suède), Cobalt (Ontario), Scheeberg (Saxe), Jachinov (Bohême).

Proustite, Ag_3AsS_3 - rhomboédrique

Massive, grenue, la proustite est rare en beaux cristaux. Ceux-ci, très recherchés par les collectionneurs, sont prismatiques et souvent terminés par un scalénoèdre aigu.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½ ; densité : 5,6. Transparent, rouge vermillon ; éclat fortement adamantin. Les indices de réfraction sont élevés : ng = 3,09 ; np = 2,79. La biréfringence est forte. Sensible à la lumière du Soleil en noircissant, ce minéral peut redevenir rouge vif par immersion dans une solution diluée de cyanure alcalin ou avec un liquide pour argenterie.

Gisements. Minéral des filons de basse température, la proustite est associée à la pyrargyrite, l'arsénopyrite et la baryte. Surnommée « argent rouge », de même que la pyrargyrite, c'est un excellent minerai d'argent. De grandes concentrations d' « argent rouge » ont été exploitées à Charñacillo (Chili), d'où proviennent les plus gros cristaux. De Freiberg (Allemagne), du Mexique et de Bolivie proviennent aussi d'excellents échantillons de collection.

Pyrargyrite, Ag_3SbS_3 - rhomboédrique

Plus fréquent que la proustite, ce minerai d'argent est également surnommé « argent rouge ». Les cristaux prismatiques sont souvent terminés par les faces du rhomboèdre aplati et n'ont presque jamais de terminaison aiguë.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½ ; densité : 5,8 ; indices de réfraction : ng = 3,1 et np = 2,9, avec une forte biréfringence. Moins transparente que la proustite, couleur rouge cochenille foncé, éclat adamantin. Elle est fragile ; sa cassure est conchoïdale. Les cristaux, noircis par exposition à la lumière, peuvent également s'éclaircir par immersion dans un liquide pour argenterie.

Gisements. Son mode de gisement est identique à celui de la proustite. Les meilleurs cristaux que l'on peut voir dans les collections viennent de Guanajuato (Mexique), d'Andreasberg (Harz), de Jachinov (Bohême).

Stéphanite, Ag_5SbS_4 - orthorhombique

Massive, compacte, la stéphanite se présente aussi en cristaux prismatiques courts ou tabulaires, pseudohexagonaux.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½ ; densité : 6,25. Éclat métallique, couleur noir de fer. Fragile, la stéphanite a une cassure subconchoïdale ; son manque de sectibilité la distingue de la chalcocite.

Gisements. Elle est associée à d'autres sulfosels d'argent dans les gisements argentifères, en particulier à Freiberg (Saxe) et Guanajuato (Mexique).

Polybasite $(AgCu)_{16}Sb_{12}S_{11}$ - monoclinique

La polybasite est le plus souvent massive, et ses cristaux ont un faciès pseudohexagonal.

Propriétés. Dureté : 2 à 3 ; densité : 6,1. Elle n'est rouge qu'en lame mince, pratiquement opaque, son éclat métallique est noir de fer. Son clivage est imparfait et sa cassure inégale.

Gisements. Fréquente dans les gisements d'argent, elle peut être trouvée en quantité considérable dans les filons de basse ou de moyenne température. Elle est associée aux sulfosels d'argent et de plomb ainsi qu'à l'or ou à des sulfures variés. Les plus beaux groupes cristallisés viennent de Guanajuato (Mexique).

Chalcostibite, $CuSbS_2$ - orthorhombique

Rarissime en cristaux de plus de 3 cm ; ceux-ci, prismatiques, trapus, présentent des formes allongées et striées et sont souvent recouverts de carbonates (azurite, malachite).

Propriétés. Dureté : 3 à 4 ; densité : 4,95 ; le clivage est facile sur (001). Éclat métallique, couleur gris de plomb à gris de fer sur la cassure fraîche.

Gisements. S'altère en azurite ou en malachite, a été trouvée dans des filons calcaires en beaux cristaux à Rar-el-Anz (Maroc).

Emplectite, $CuBiS_2$ - orthorhombique

Ses cristaux sont prismatiques et aplatis avec un clivage sur {010}.

Propriétés. Dureté : 2 ; densité : 6,38. Éclat métallique, couleur grisâtre ou blanc d'étain ; fragile, sa cassure est conchoïdale.

Gisements. Ce minéral rare des gîtes filoniens est associé à la chalcopyrite, la pyrite, la sphalérite, la fluorine à Schlaggenwald (Bohême) et au Chili.

Berthiérite, $FeSb_2S_4$ - orthorhombique

Elle se présente en cristaux allongés avec les faces du prisme striées mais aussi en masses fibreuses, plumeuses ou radiées.

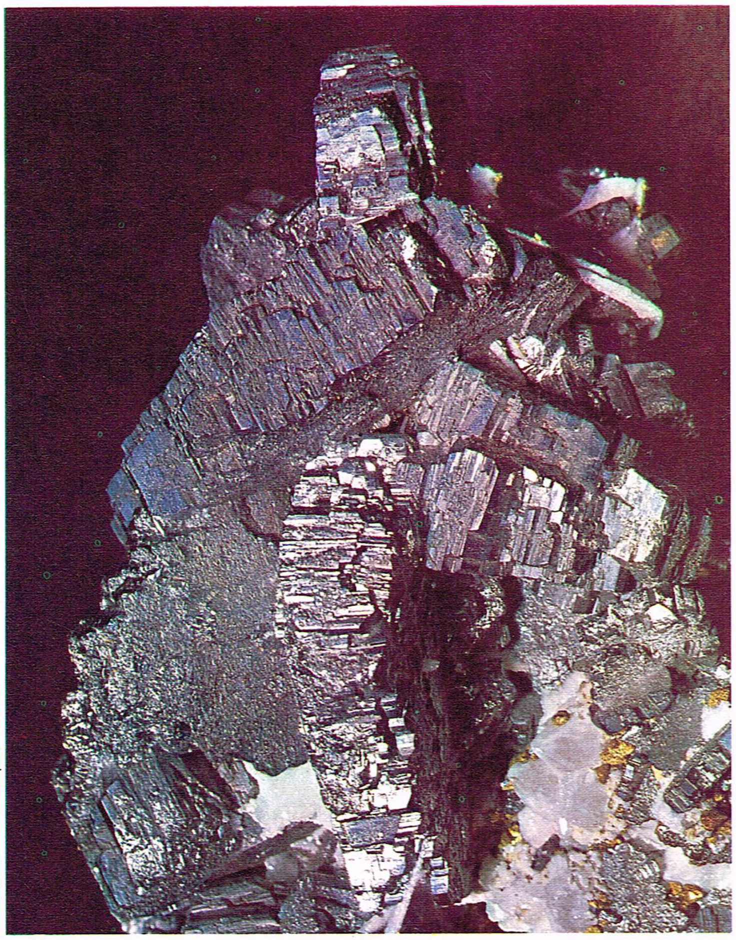
Propriétés. Dureté : 2 à 3 ; densité : 4,64. Éclat métallique, couleur gris d'acier s'oxydant facilement pour donner une teinte dorée, irisée.

Gisements. Elle est associée au quartz et à la stibine dans les filons hydrothermaux de basse température ; de beaux échantillons viennent de Herja (Roumanie) et de Belgodere (Corse).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *Cristaux de pyrargyrite, ou « argent rouge », associés ici à de l'améthyste et provenant de Guanajuato (Mexique).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche, gros cristaux de* bournonite *associée à de la chalcopyrite et de la calcite (10 cm de haut) [mine d'Herodsfoot, Lanreath, Cornwall — Londres, British Museum]. A droite, une belle macle tabulaire de* bournonite *(musée d'Histoire naturelle, Milan).*

Bournonite, $PbCuSbS_3$ - orthorhombique

Généralement massive et compacte, la bournonite, lorsqu'elle cristallise, est l'un des sulfures les plus recherchés par les collectionneurs. Les cristaux pseudo-quadratiques sont tabulaires, les faces du prisme étant brillantes et striées. La macle, souvent multiple (110), conduit à des associations en forme de « roue » ou « pignon » à angles rentrants, très caractéristiques.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3; densité : 5,83. L'éclat métallique, couleur gris acier, est plus brillant que celui des cuivres gris. Fragile, sa cassure est subconchoïdale.

Gisements. C'est le plus commun des sulfosels. On le trouve en association avec la galène, la tétraédrite, la sphalérite, la chalcopyrite et le quartz dans les filons métallifères de moyenne température. D'intéressants groupes de cristaux ont été trouvés à Prunière (Isère), Pranal, Pontgibaud (Puy-de-Dôme), à Neudorf (Harz), et Herodsfoot (Cornouailles).

Fizelyite, $7\ PbS \cdot 1{,}5\ Ag_2S \cdot 5\ Sb_2S_3$ - orthorhombique

Ses cristaux prismatiques sont fortement striés sur les faces terminales.

Propriétés. Dureté : 2; clivage (010). Éclat métallique, couleur gris acier à gris de plomb foncé.

Gisements. Minéral filonien, il est associé généralement à la galène, la pyrite, la sphalérite, la pyrrhotite, le quartz et la dolomite à Kisbanya (Roumanie).

Andorite, $PbAgSb_3S_6$ - orthorhombique

L'andorite se présente sous forme de cristaux prismatiques striés suivant (001), ou bien en cristaux tabulaires épais ou minces. Elle est également massive. Elle est fragile, et sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 3 à $3\frac{1}{2}$; densité : 5,35. Éclat métallique, gris acier foncé, s'oxydant quelquefois en donnant une couleur jaune ou irisée.

Gisements. Minéral filonien, l'andorite se rencontre à Felsöbanya en Roumanie, associée à la stibine, la sphalérite, la baryte, la sidérite et le quartz. A Itos Mine et d'autres mines de l'Oruro (Bolivie), on la trouve associée à la cassitérite, l'arsénopyrite, la stannite, la zinkénite, la tétraédrite, la pyrite et l'alunite.

Freieslebénite, $Pb_3Ag_5Sb_5S_{12}$ - monoclinique

Ses cristaux, prismatiques et striés selon (001), se maclent sur (100). Plutôt fragiles; leur cassure est subconchoïdale à inégale.

Propriétés. Dureté : 2 à $2\frac{1}{2}$; densité : 6,1. Opaque. Éclat métallique, gris d'acier clair, blanc argent ou gris de plomb.

Gisements. Associés à l'argentite, aux argents rouges à la galène et à la sidérite, les plus beaux cristaux proviennent de Hiendelaencina en Espagne.

Sartorite, $PbAs_2S_4$ - monoclinique

Les cristaux, de forme prismatique, sont profondément striés suivant la direction (010) et se présentent souvent en groupes parallèles ou subparallèles. La macle sur (100), répétée, donne un aspect lamellaire aux cristaux. La sartorite est extrêmement fragile et sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 5,10. Opaque. Éclat métallique, gris de plomb foncé.

Gisements. On la trouve dans la dolomite saccharoïde de Binnental à Lengenbach dans le Valais (Suisse) en beaux cristaux atteignant plusieurs centimètres de long, associée principalement à la tennantite, la pyrite, la dufrénoysite et au réalgar.

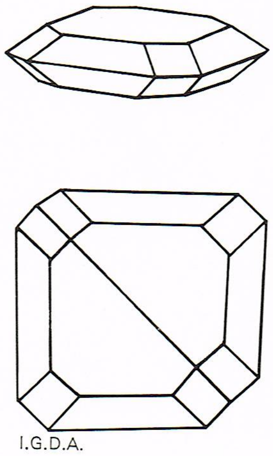
Baumhauérite, $Pb_4Ag_6S_{13}$ - monoclinique

Les cristaux sont prismatiques courts selon (010) ou tabulaires sur (100); ils sont striés parallèlement à (010) sur (100) et (001) sur (010). La baumhauérite se macle polysynthétiquement sur (100) et se clive parfaitement sur (100). Sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 5,33. Opaque. Éclat gris de plomb métallique à gris d'acier, s'oxydant quelquefois en donnant des couleurs irisées.

Gisements. On la rencontre à Binnental dans le Valais (Suisse) associée à la rathite, la sartorite et à d'autres sulfo-arséniures de plomb.

▼ *Représentation schématique d'un cristal et d'une macle de bournonite*



I.G.D.A.

Rathite, $Pb_3Ag_{18}S_{40}$ - monoclinique

Les cristaux prismatiques courts sont striés dans la direction (001). La rathite se clive parfaitement sur (100) et sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 5,37. Couleur gris de plomb s'oxydant rapidement à l'air en donnant des teintes irisées.

Gisements. On la rencontre à Binnental (Valais, Suisse) dans de la dolomite associée à la liveingite, la baumhauérite, la sartorite, la hutchinsonite et d'autres sulfo-arséniures rares de cette localité.

Dufrénoysite, $Pb_2Ag_2S_5$ - monoclinique

Les cristaux sont généralement tabulaires sur (010), quelquefois allongés selon (100) ou selon (010) et striés suivant la direction (100). La dufrénoysite se macle sur (001) et se clive parfaitement sur (010). Elle est fragile et sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 5,53. Éclat métallique gris de plomb à gris d'acier.

Gisements. On trouve la dufrénoysite dans les poches de dolomite saccharoïde; elle est associée à d'autres sulfo-arséniures de plomb.

Gratonite, $Pb_9Ag_4S_{15}$ - rhomboédrique

La gratonite peut se présenter sous forme massive ou en cristaux prismatiques allongés selon (0001).

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$; densité : 6,22. Elle est opaque; l'éclat métallique est gris de plomb foncé.

Gisements. Ce minéral se rencontre disséminé dans les gisements de pyrite, associé au réalgar et à la tétraédrite, dans la mine d'Excelsior de Cerro de Pasco (Pérou).

Zinkénite, $Pb_6Sb_{14}S_{27}$ - hexagonal

Habituellement sous forme massive, on rencontre la zinkénite aussi en colonnes ou en agrégats fibro-radiés; plus rares, les cristaux, rarement distincts, sont prismatiques et fins. La cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : 3 à 3 $\frac{1}{2}$; densité : 5,3. Opaque, l'éclat métallique gris d'acier se ternit en donnant des teintes irisées.

Gisements. C'est un minéral de gisement filonien de basse à moyenne température, associé à la stibine, la jamesonite, la boulangérite, la bournonite (et autres sulfosels), la sphalérite, la pyrite, les carbonates (des gangues) et le quartz. On trouve de beaux échantillons à Wolfsberg dans le Harz (Allemagne).

Füloppite, $Pb_3Sb_8S_{15}$ - monoclinique

Les cristaux de füloppite sont prismatiques, courts et pyramidaux avec des faces striées. Plus rarement, ils peuvent être tabulaires épais.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$; densité : 5,23. Elle est opaque; l'éclat métallique gris de plomb s'oxyde quelquefois en donnant une couleur bleu d'acier ou bronze. Elle est fragile, sa cassure est inégale.

Gisements. Les exemplaires qu'on peut voir dans les collections viennent de Grüber, Krezberg (Hongrie).

Hétéromorphite, $Pb_7S_8Sb_{19}$ - monoclinique

Ce minéral se présente en cristaux pyramidaux dont les arêtes sont arrondies parallèlement à la direction (110); les cristaux sont souvent déformés et composés d'individus subparallèles; l'hétéromorphite est également massive.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$ à 3; densité : 5,73. Opaque, éclat métallique noir de fer. Elle est fragile, son clivage est bon et sa cassure inégale.

Gisements. Se trouve dans les mines de stibine d'Armsberg (Wetsphalie), en cristaux associés à de la sphalérite garnissant l'intérieur de cavités dans le minéral massif. On rencontre également de beaux cristaux à Prusberg (Westphalie).

Jamesonite, $Pb_4FeSb_6S_{14}$ - monoclinique

Ses cristaux sont aciculaires à fibreux, striés parallèlement à leur sens d'allongement. Ils se présentent souvent en masses d'aiguilles feutrées. La jamesonite est aussi massive, fibro-radiée ou en agrégats subparallèles de cristaux prismatiques.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$; densité : 5,63. Elle est opaque; l'éclat métallique gris-noir s'oxyde quelquefois en donnant des teintes irisées. Ce minéral est fragile et se clive bien suivant (001).

Gisements. On rencontre la jamesonite dans les filons hydrothermaux formés à température moyenne ou basse; elle est associée à d'autres sulfosels de plomb, à la pyrite, la sphalérite, la galène, la tétraédrite et la stibine. Ses principaux gisements se rencontrent à Arangidka (Hongrie), et à Felsöbanya et Przibram (Tchécoslovaquie).

Boulangérite, $Pb_5Sb_4S_{11}$ - monoclinique

La boulangérite se présente le plus souvent en cristaux prismatiques, allongés à aciculaires et profondément striés selon (001). Elle forme aussi des masses fibreuses, compactes, et il existe une variété aciculaire formée de fibres légères et enchevêtrées ayant un aspect de plume que l'on appelle la *plumosite*.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$ à 3; densité : 6,23. Elle est opaque; l'éclat métallique gris de plomb bleuâtre est souvent recouvert de points jaunes dus à l'oxydation. C'est un minéral fragile, qui se clive sur (100). Les fibres, très fines, sont flexibles.

Gisements. La boulangérite se trouve dans les filons hydrothermaux formés à basse ou moyenne température, associée à d'autres sulfosels de plomb, à la stibine, la galène, la sphalérite, la pyrite, l'arsénopyrite, au quartz et à certains carbonates (plus particulièrement la sidérite). On trouve de beaux échantillons à Trepca (Yougoslavie) et à Baïa Sprie (Roumanie).

Ménéghinite, $Pb_{13}Sb_7S_{23}$ - orthorhombique

Elle se présente en petits prismes striés selon la direction de l'allongement. Elle est également massive, fibreuse à compacte.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$; densité : 6,36. Opaque; l'éclat métallique est brillant, gris de plomb noirâtre. Elle est fragile; sa cassure est conchoïdale et elle se clive parfaitement.

Gisements. Le gisement le plus important est celui de Bottino (Toscane), où elle se trouve en cristaux complexes associée à la galène, la chalcopyrite et l'albite.

Galénobismutite, $PbBi_2S_4$ - orthorhombique

Les cristaux sont le plus souvent en plaquettes allongées ou parfois en aiguilles; ils sont striés selon la direction de leur allongement. Habituellement, la galénobismutite est massive fibreuse à compacte. Les cristaux, fréquemment déformés, sont flexibles.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$ à 3 $\frac{1}{2}$; densité : 7,04. Elle est opaque; l'éclat métallique est gris clair à blanc d'étain ou gris de plomb. La galénobismutite s'oxyde quelquefois en donnant des teintes jaunes ou irisées.

Gisements. De beaux échantillons ont été trouvés à Nordmark (Suède).

Cosalite, $Pb_2Bi_2S_5$ - orthorhombique

La cosalite se présente habituellement sous forme massive en prismes radiés ou en agrégats fins et doux; elle peut aussi être massive avec une structure cristalline non distincte. Les cristaux se présentent sous forme de prismes allongés ayant l'aspect d'aiguilles ou même de cheveux.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$ à 3; densité : 6,76. Elle est opaque; l'éclat métallique est gris de plomb à gris d'acier; la cassure est inégale.

Gisements. C'est un minéral relativement commun que l'on trouve dans les gisements hydrothermaux de température moyenne et dans les gisements de métamorphisme de contact, tels que celui de Nordmark (Suède), où on la trouve associée à la calcite, au diopside et à l'épidote.

Réalgar, AsS - monoclinique

Son nom provient de l'arabe *Rahj-el-Ghar* = poudre de la mine. Il se présente en cristaux prismatiques courts et striés. Il est aussi grenu, compact ou en encroûtements.

Propriétés. Dureté : 1 $\frac{1}{2}$ à 2; densité : 3,56. Transparent quand il est frais (indices de réfraction : ng = 2,61; np = 2,46; biréfringence = 0,15); éclat résineux à gras, rouge aurore ou jaune-orangé. Quand il reste longtemps exposé à la lumière, il se désintègre en poudre jaune rougeâtre qui est un mélange de As_2S_3 et As_2O_3. Il est sectible et sa cassure est conchoïdale.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ ***Cristaux tétraédriques de marshite provenant de Broken Hill, Australie (Londres, British Museum).***

Gisements. C'est un constituant mineur commun de certains minerais filoniens, où il est associé à l'orpiment, à d'autres minéraux d'arsenic et à la stibine. Il est aussi trouvé dans certains calcaires et dolomies, dans les roches argileuses et dans les produits volcaniques de sublimation. Les principaux gisements produisant des cristaux sont ceux du Nevada et de Cavnic (Roumanie). On l'a rencontré à Mattra (Corse).

Orpiment, As_2S_3 - monoclinique

Le nom de ce minéral vient de la déformation du mot latin *auripigmentum,* qui signifie peinture dorée. Il fut donné par allusion à la couleur mais aussi parce que sa substance était supposée contenir de l'or. Ses cristaux sont prismatiques d'aspects pseudo-orthorhombiques ou monocliniques. Ils sont petits et rarement distincts. L'orpiment se présente habituellement en feuillets, en masses fibreuses ou en agrégats réniformes et botryoïdaux ; il est quelquefois grenu, pulvérulent. On y rencontre assez souvent des cristaux orientés de réalgar.

Propriétés. Dureté : 1 $\frac{1}{2}$ à 2 ; densité : 3,49. Il est transparent (indices de réfraction : ng = 3,0 ; np = 2,4 ; biréfringence : 0,6) ; l'éclat résineux, jaune de différentes nuances, est perlé sur les faces de clivage. Il se clive parfaitement et les lamelles de clivage sont flexibles mais non élastiques ; il est sectible.

Gisements. C'est un minéral typique des filons hydrothermaux de très basse température, ainsi qu'un minéral commun d'altération, à partir des minéraux d'arsenic et en particulier du réalgar. On le trouve comme produit de sublimation dans les fumerolles ; il est associé à la stibine, au réalgar, à l'arsenic natif, à la calcite, à la barytine et au gypse. Les principaux gisements sont Balia (Asie Mineure), Tareshun-Takab (Iran), Kurvistan (Turquie), Quivuvilca (Pérou), Tajawa (Hongrie), Lukhumis (U.R.S.S.). En France, on l'a rencontré à Duranus et Lucéram (Alpes-Maritimes).

Halogénures

Nantokite, CuCl - cubique

La nantokite est massive ou grenue ; sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$; densité : 4,136. L'éclat adamantin, incolore à blanc sur la cassure fraîche, devient grisâtre à verdâtre quand le minéral se ternit à l'air.

Gisements. Originellement trouvée dans les mines de Copiapo près de Nantoko (Chili), localité à laquelle elle doit son nom. On la rencontre également à Broken Hill (Australie), associée à la cuprite, au cuivre natif et à des halogénures d'argent.

Marshite, CuI - cubique

La marshite se présente en cristaux isolés ou en encroûtements. Les cristaux sont habituellement de forme tétraédrique sur (011) ; la cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$; densité : 5,68. L'éclat adamantin, incolore à jaune pâle quand la marshite est fraîche, se ternit à l'air en rouge saumon ou brique foncé. A la lumière ultraviolette, présence d'une fluorescence rouge foncé.

Gisements. Ce minéral de formation secondaire provient principalement de Broken Hill (Australie) et de Chuquicamata (Chili).

Miersite, AgI - cubique

La miersite, de couleur jaune canari, se présente en cristaux de forme tétraédrique, avec parfois les faces du cube ; ces cristaux se clivent parfaitement suivant (011). Elle peut également former des encroûtements sur d'autres minéraux.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$; densité : 2,64. Elle est transparente ; son éclat est adamantin.

Gisements. Le gisement le plus connu est celui de Broken Hill (Australie).

Iodyrite, AgI - hexagonal

Les cristaux, habituellement prismatiques ou tabulaires selon (0001), se clivent parfaitement sur 0001. Ils forment des groupements parallèles ou des rosettes. Parfois massive, l'iodyrite possède une cassure conchoïdale.

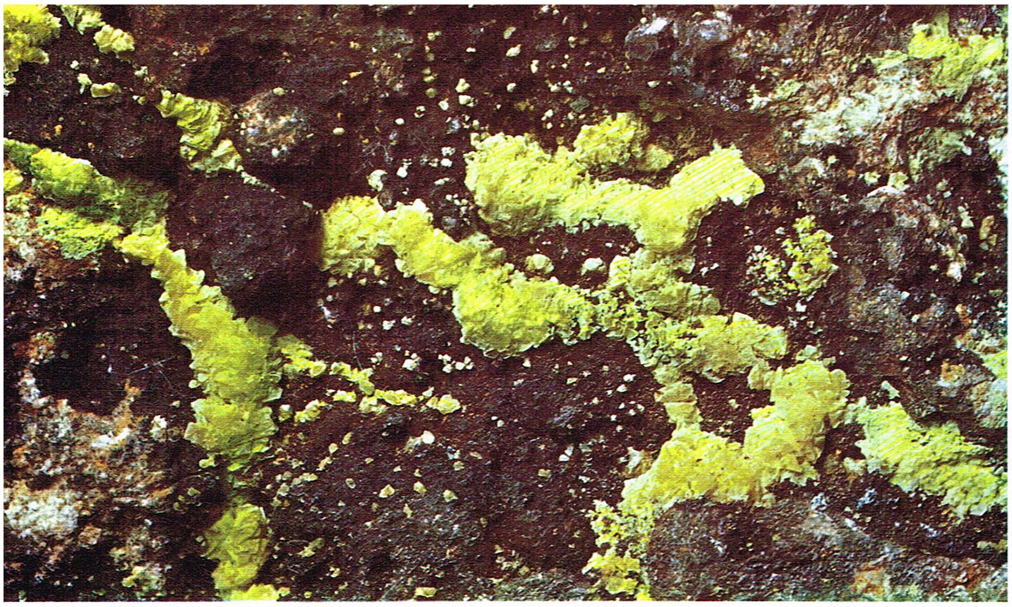
Propriétés. Dureté : 1 $\frac{1}{2}$; densité : 5,69. L'éclat, résineux à adamantin, est perlé sur les faces de clivage. Incolore quand elle est fraîche, l'iodyrite devient jaune pâle, jaune citron à vert jaunâtre par exposition à l'air.

Gisements. Ce minéral secondaire, rare, se rencontre dans la zone d'oxydation des gisements d'argent, associé principalement à la cérargyrite, la bromyrite et à l'argent natif. Broken Hill (Australie) en est le principal gisement.

▼ ***Cristaux d'orpiment provenant de Takab Afschaz (Iran) [Paris, École nationale supérieure des mines].***



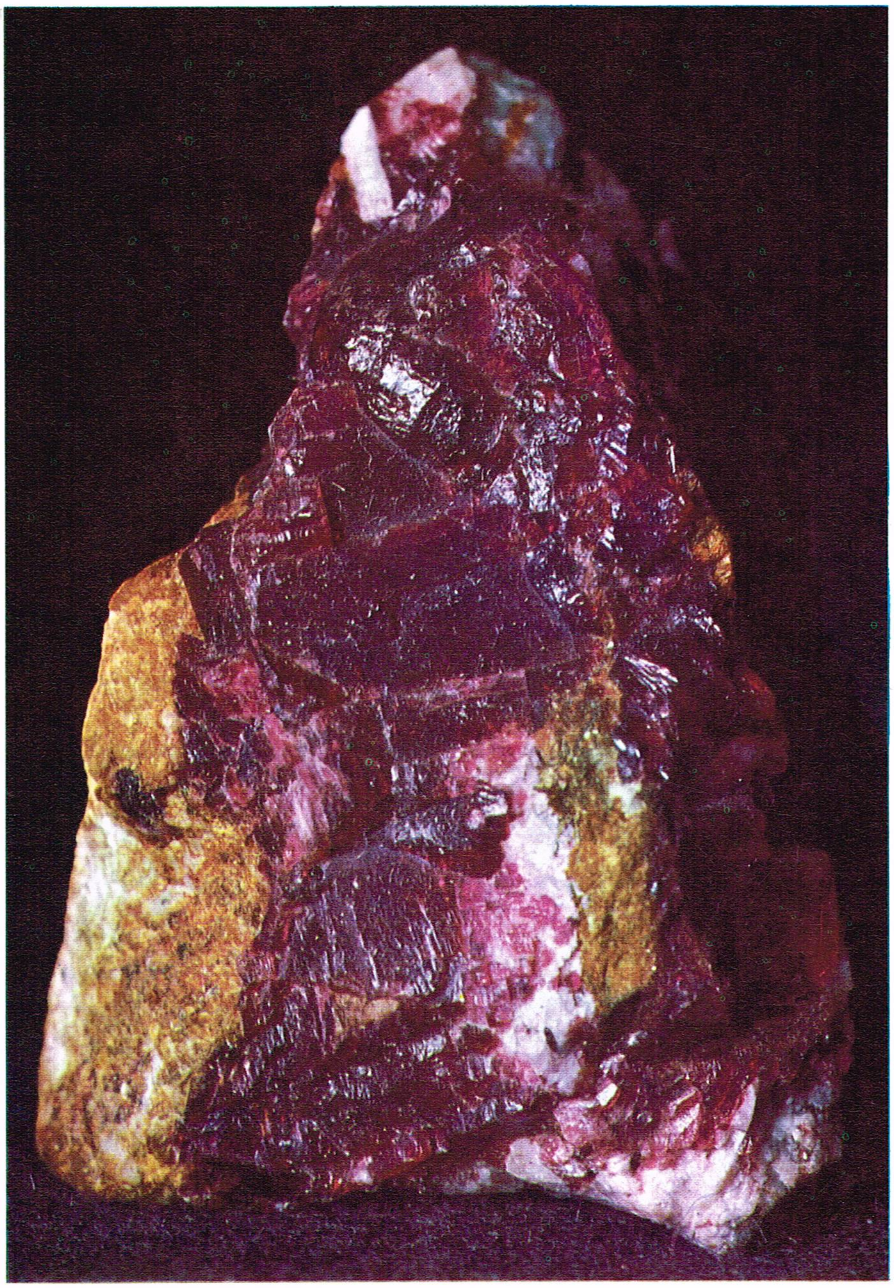
Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ Miersite *provenant de Broken Hill (Australie), le gisement le plus connu (Londres, British Museum).*

▼ Villiaumite *des syénites néphéliniques des îles de Los (Guinée)* [*collection privée*].



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Villiaumite, NaF - cubique

Habituellement impure, la villiaumite, qui se présente sous forme massive ou grenue, est de couleur rouge carmin. Elle est fragile et se clive parfaitement suivant les faces du cube.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 2,79. L'éclat vitreux est transparent quand elle est pure.

Gisements. On la trouve principalement en Guinée, dans les îles de Los, à Sourognia Kassa. Elle est associée à l'astrophyllite et à d'autres minéraux rares des syénites néphéliniques.

Halite, NaCl - cubique

Élément essentiel de l'alimentation et matière première très utilisée par l'industrie, le « sel gemme », ou halite, se rencontre en masses granuleuses ou en cristaux (cubes ou cubo-octaèdres) pouvant parfois dépasser 10 cm d'arête. Les groupements polysynthétiques *(trémies)* sont très caractéristiques.

Propriétés. Dureté : 2 ; densité : 2,16. La halite est incolore, bleue, violacée ou jaune ; son lustre est vitreux. Cassante, elle est très soluble dans l'eau et son goût, caractéristique, est l'un des meilleurs critères de reconnaissance.

Gisements. Minéral des dépôts sédimentaires et d'efflorescences en région aride, il est associé à divers chlorures et sulfates : gypse, sylvine, polyhalite, carnalite, anhydrite, etc. Les gisements sont nombreux. Les beaux sels bleus viennent de Sicile et d'Allemagne. Les grands groupes incolores que l'on peut voir dans les musées viennent de Wieliczka (Pologne). Si l'on veut conserver la halite en collection, il faut la protéger de l'humidité.

Sylvite, KCl - cubique

La sylvite, ou « sel de Sylvius », incolore ou blanche, a un goût plus amer que la halite. Elle se présente fréquemment en cristaux cubiques et, moins souvent, en cubo-octaèdres ; elle est également massive ou grossièrement grenue à compacte. Elle se clive parfaitement suivant les faces du cube mais sa cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : 2 ; densité : 1,993. L'éclat, vitreux, est incolore ou blanc ; des inclusions d'hématite, qui sont assez fréquentes, lui donnent des teintes variant du rouge-jaune au rouge.

Gisements. Principalement d'origine sédimentaire, la sylvite se trouve, en dépôts dans de grands bassins résultant de l'évaporation, associée à la kiesérite, au gypse et plus particulièrement à la halite. De beaux échantillons provenant de ce type de gisement se rencontrent à Stassfurth (Allemagne). On rencontre également la sylvite dans les produits de sublimation des fumerolles du Vésuve et dans les gisements de nitrates dans les déserts au Chili et au Pérou.

Cérargyrite, AgCl
Embolite (chlorobromure d'argent) - cubique
Bromyrite, AgBr

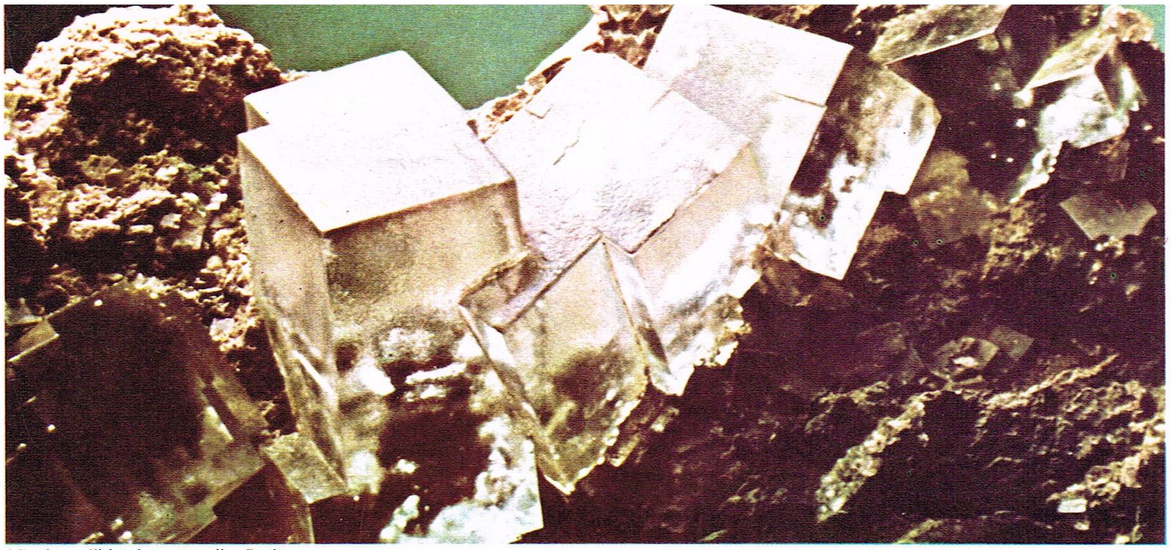
Les minéraux de cette série, transparents à translucides, se présentent en cristaux habituellement cubiques montrant parfois les faces de l'octaèdre et du tétraèdre. Ils forment souvent des groupes parallèles à subparallèles. Le plus souvent, on les rencontre en masses malléables ayant l'aspect de la cire. De cassure inégale à subconchoïdale, ils sont sectibles, ductiles et très plastiques.

Propriétés. Dureté : 2 ½ ; densité : 5,55 pour la cérargyrite et 6,50 pour la bromyrite. L'éclat, résineux à adamantin, est incolore pour des échantillons purs et frais, mais devient rapidement gris, brun jaunâtre ou verdâtre (pour la bromyrite). Par exposition à l'air, la cérargyrite devient brun-violet ou pourpre.

Gisements. Ces minéraux secondaires se trouvent dans la zone oxydée des gisements d'argent des régions arides, où ils sont associés à l'argent natif, à l'iodyrite, à la jarosite et à la limonite. Les principaux gisements des minéraux de cette série se trouvent au Chili : la bromyrite à Cerro de Chanarcillo et Sierra Gorda, l'embolite à Pacos de Chanarcillo.

Calomel, HgCl - quadratique

Calomel est un vieux terme d'origine incertaine, qui provient du grec. Il signifie peut-être « beau » et « miel » (à cause de son goût sucré) ou « beau » et « noir » (à cause de la couleur noire du sulfure de mercure, auquel



Muséum d'histoire naturelle, Paris

◀ ***Cristaux de halite ou « sel gemme » provenant de Wieliczka (Pologne) et conservés au Muséum national d'histoire naturelle de Paris.***

ce nom fut le premier appliqué). Ce minéral, de morphologie variée, se présente souvent en cristaux tabulaires, prismatiques ou pyramidaux. Ces cristaux se maclent sur (112) par contact ou interpénétration souvent répétés. On le rencontre également sous forme massive ou poussiéreuse. Sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 1 $\frac{1}{2}$; densité : 7,15. Transparent ; l'éclat, adamantin, est bicolore à blanc, blanc grisâtre ou jaunâtre. Le calomel est rouge brique fluorescent à la lumière ultraviolette.

Gisements. Ce minéral secondaire est formé par altération du cinabre, de l'amalgame et autres minéraux contenant du mercure et il est associé au mercure natif, au cinabre et à la calcite. De beaux échantillons proviennent d'Obermoschel (Allemagne).

Fluorite, CaF_2 - cubique

Son nom dérive du latin *fluor :* écoulement. C'est le fluorure le plus répandu dans la nature. Les cristaux sont fréquents. La fluorite est souvent cubique, plus rarement en rhombododécaèdres ou octaèdres (ces trois formes pouvant se combiner) ; elle montre des groupements polysynthétiques fréquents et une macle par interpénétration après rotation de 180° autour de l'axe ternaire. Le clivage est parfait suivant les faces de l'octaèdre (111).

Propriétés. Dureté : 4 (elle définit le degré 4 de l'échelle de Mohs) ; densité : 3,18 ; indice de réfraction très bas : 1,43. La fluorite est transparente avec un éclat vitreux ; elle présente une gamme de couleurs très étendue (bleu, rose, vert, jaune, violet) et montre parfois une dichromie très nette en bandes de croissance. Fluorescente aux rayons ultraviolets, phosphorescente à la chaleur, elle décrépite et émet de la lumière au chalumeau et fond assez facilement en émail blanc.

Signes distinctifs. Son clivage octaédrique parfait, son indice de réfraction bas lui donnant un éclat vitreux, et sa dureté permettent de la reconnaître. Elle est entièrement soluble dans l'acide sulfurique, donnant alors de l'acide fluorhydrique qui corrode le verre.

Gisements. La fluorite est fréquente dans les filons hydrothermaux, en association avec divers sulfures, et dans les filons de pegmatite ainsi que les dépôts pneumatolytiques avec l'apatite, la cassitérite, la topaze, la tourmaline, etc. On la rencontre aussi comme produit de sublimation dans les roches volcaniques, dans certaines roches sédimentaires (calcaires, dolomies) et dans les roches éruptives acides. Les gisements sont nombreux : Weardale, Durham et Alston-Moor (Cumberland) ont produit de magnifiques groupes verts ou violets répandus dans tous les musées. En Allemagne, on peut citer Wölsendorf (Bavière) pour les cubes verts, violacés, bruns ou jaunes, puis Segen Gottes, Gersdorf et Beibille en Saxe (jaunes, bleus). En Espagne, de gros cubes polysynthétiques proviennent des Asturies (verts, bleus, violets) et de grands cristaux bleu pâle de 30 cm ont été extraits à Collada. Aux États-Unis, les deux gîtes classiques de Bacomb (New York), où l'on trouve les grands cristaux vert pâle, et de l'Illinois (violet foncé ou bleu) sont les plus connus par les collectionneurs. C'est à Peyrebrune (Tarn) que l'on a trouvé le plus gros cristal connu dans le monde, il a été déposé au Muséum de Paris. De nombreuses mines du Massif central donnent ou ont donné de splendides groupes de



Muséum d'histoire naturelle, Paris

▲ ***Cristaux de fluorite provenant de Peyrebrune (Tarn) et conservés au Muséum national d'histoire naturelle de Paris ; ce minéral est le fluorure le plus répandu dans la nature.***

toutes couleurs : bleu pâle au Beix (Puy-de-Dôme) ; bleu-vert à Langeac (Haute-Loire) ; violet et vert à Chavagnac (Haute-Loire), etc. Les octaèdres roses, associés au quartz fumé des fentes alpines, sont parmi les associations les plus recherchées des collectionneurs.

Yttrofluorite, $(CaY)F_2$ - cubique

L'yttrofluorite est une variété de fluorite contenant de l'yttrium en substitution du calcium. Cette variété contient également du césium mais en plus faible quantité. Elle est massive ou grenue.

Propriétés. La dureté et la densité sont quelquefois plus grandes que celles de la fluorite. La couleur est jaune, brune, violette ou bleue.

Gisements. Il existe quelques gisements en Norvège.

Fluocérite, $(Ce, La, Nd)F_3$ - hexagonal

Elle se présente en cristaux prismatiques ou tabulaires, mais aussi sous forme massive ou grossièrement grenue ; sa cassure est subconchoïdale à inégale.

Propriétés. Dureté : 4 à 5 ; densité : 6,14 pouvant décroître jusqu'à 5,7. La fluocérite est transparente à translucide ; l'éclat, vitreux à résineux, est quelquefois perlé sur les faces de clivage. De couleur jaune de cire pâle quand elle est fraîche, la fluocérite devient jaunâtre ou rougeâtre.

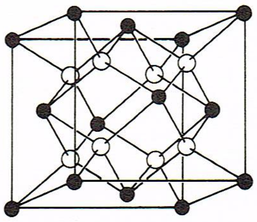
Gisements. On la trouve surtout dans les pegmatites ; de beaux échantillons se rencontrent à Brodbo (Suède).

Cryolithionite, $Na_3Li_3Al_2F_{12}$ - cubique

Minéral peu fréquent, la cryolithionite se présente en cristaux dodécaédriques. Elle est fragile et sa cassure est inégale à subconchoïdale.

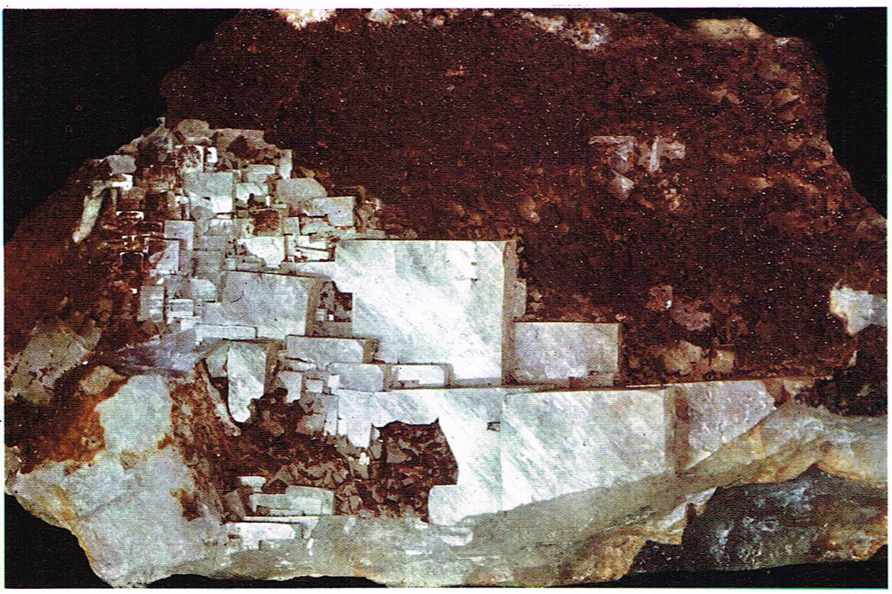
Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$ à 3 ; densité : 2,77. Elle est transparente ; l'éclat vitreux est incolore à blanc.

▼ ***Représentation schématique de la structure de la fluorite : les boules noires représentent les atomes de calcium, les boules blanches, les atomes de fluor.***



I.G.D.A.

Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



▲ *A gauche, un très beau groupement de cristaux de cryolite provenant d'Ivigtut (Groenland) où se trouve le plus grand gisement de ce minéral. A droite, cristaux de boléïte provenant de Boleo (Mexique) [Londres, British Museum].*

Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



▶ *Cristaux aciculaires de connelite, disposés en groupes radiés, provenant de Wheal Damsel, Cornwall (Londres, British Museum).*

Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



▶ *Cristaux de pachnolite provenant des pegmatites d'Ivigtut (Groenland).*

Gisements. Ce minéral se trouve intimement associé à la cryolite dans les pegmatites d'Ivigtut (Groenland), où les cristaux peuvent atteindre 15 cm.

Cryolite, Na_3AlF_6 - monoclinique

Le nom de cryolite vient du grec « pierre de glace » à cause de la blancheur de ses cristaux, qui fondent à la simple chaleur de la flamme d'une bougie. Elle est habituellement massive ou grossièrement grenue. Les cristaux sont ordinairement cuboïdaux ou en prismes allongés. Les macles, fréquentes, sont souvent polysynthétiques, ce qui donne la pseudosymétrie cubique. La cassure est inégale et elle est fragile.

Propriétés. Dureté : 2 ½ ; densité : 2,97. L'éclat, vitreux à gras, quelquefois perlé sur (001), est incolore à blanc ; sa couleur peut aussi être brunâtre à rouge brique.

Gisements. Il existe de grands gisements pegmatitiques à Ivigtut dans le fjord d'Arksuk à l'ouest du Groenland. Les principaux minéraux associés sont la microcline, la sidérite, le quartz, la fluorite et également quelques sulfures tels que la pyrite, la galène, etc.

Creedite, $Ca_3Al_2F_4$ $(OHF)_6$ (SO_4) H_2O - monoclinique

Les cristaux sont prismatiques, courts à aciculaires. La creedite se présente souvent en agrégats radiés ressemblant à la structure de la wavellite, ou bien de façon massive, ayant l'aspect de verrues. Elle se clive parfaitement suivant (100) ; elle est fragile et sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 4 ; densité : 2,713. Transparente ; l'éclat, vitreux, est incolore à blanc ou rarement pourpre.

Gisements. Ce minéral se rencontre principalement dans les filons de quartz, de fluorite et de baryte. De beaux échantillons se trouvent à Santa Eulalia, Chihuahua (Mexique) et à Catavi, La Paz (Bolivie).

Thomsenolite, $NaCaAlF_6H_2O$ - monoclinique

Les cristaux de thomsenolite sont habituellement prismatiques ; ils sont aussi tabulaires, mais souvent ils se présentent sous un aspect cubique. On trouve également ce minéral en encroûtements comme la calcédoine, ou en masses stalactiformes. La thomsenolite se clive parfaitement sur (001) ; elle est fragile et sa cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : 2 ; densité : 2,98. Transparente à translucide ; son éclat vitreux est incolore à blanc avec parfois des nuances brunâtres ou rougeâtres lorsqu'elle contient des inclusions d'oxyde de fer.

Gisements. Le principal gisement est celui d'Ivigtut au Groenland.

Pachnolite, $NaCaAlF_6H_2O$ - monoclinique

Ce minéral se présente également en masses clivables ou grenues, ou encore en masses stalactitiques ayant un aspect de calcédoine ; ses cristaux sont prismatiques avec des extrémités habituellement acérées. La pachnolite se macle communément sur (100), donnant aux cristaux une apparence orthorhombique. Elle est fragile et sa cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : 3 ; densité : 2,98. Transparente à translucide ; son éclat est vitreux, incolore à blanc.

Gisements. On la trouve comme produit d'altération de la cryolite dans les pegmatites d'Ivigtut (Groenland).

Ralstonite, $Na(MgAl_5)_6F_{12}(OH)_6$ 3 H_2O - cubique

Ce minéral se présente en cristaux octaédriques et, moins fréquemment, en cubo-octaèdres. Il est fragile et sa cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : 4 ½ ; densité : 2,56 à 2,62 (variant avec la composition). Transparent à translucide ; son éclat vitreux est incolore à blanc laiteux, souvent coloré superficiellement en jaune par de l'oxyde de fer.

Gisements. La ralstonite est associée à la thomsenolite dans les cavités de la cryolite des pegmatites d'Ivigtut (Groenland).

Carnallite, $KMgCl_3$ 6 H_2O - orthorhombique

Ordinairement massive ou grenue, la carnallite se présente parfois en cristaux pseudo-hexagonaux, de forme pyramidale, ou quelquefois en cristaux tabulaires épais. Sa cassure est conchoïdale et des macles lamellaires secondaires peuvent s'être développées par pression.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½ ; densité : 1,602 ; transparente à translucide. Son éclat gras, terne à brillant, est incolore à blanc laiteux ou souvent avec un éclat métallique rougeâtre dû à des inclusions orientées d'écailles d'hématite.

Gisements. Elle se rencontre associée à la sylvite, la halite et plus particulièrement la kiesérite dans les couches supérieures des gisements salins de type marin. De beaux spécimens se trouvent à Beienrode (Hanovre).

Atacamite, $Cu_2(OH_3)Cl$ - orthorhombique

Ce minéral secondaire se présente communément en agrégats cristallins, confus, mais aussi en masses fibreuses, grenues ou compactes. Le clivage suivant {010} est parfait. L'atacamite est fragile et sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 3 à 3½ ; densité : 3,76. Transparent à translucide ; éclat adamantin à vitreux, de couleur vert brillant (nuances variées).

Gisements. C'est un minéral formé dans des conditions arides et salines par l'oxydation d'autres minéraux de cuivre. On le trouve largement réparti dans la ceinture côtière aride du Chili et du Pérou, communément associé à la malachite, la cuprite, la brochantite, le gypse, etc. Les principaux gisements sont ceux d'Atacama (Chili), de Paposo (Mexique), de Bolivie, de Moonta et Walloroo (Australie). Les cristaux de plus de 3 cm sont rares.

Connelite, $Cu_{19}(SO_4)Cl_4(OH)_{32}3H_2O$ - hexagonal
Buttgenbachite $Cu_{19}(NO_3)_2Cl_4(OH)_{32}3H_2O$ - hexagonal

Les minéraux de cette série se présentent en cristaux de forme aciculaire, disposés en groupes radiés ou en agrégats feutrés.

Propriétés. Dureté : 3 ; densité : 3,36 pour la connelite et 3,33 pour la buttgenbachite. Translucide ; éclat vitreux d'un beau bleu azur.

Gisements. Les plus beaux échantillons proviennent de Lostwithiel et de Wheal Gorland (Cornouailles).

Percylite, $PbCuCl_2(OH)_2$

La percylite est massive ou en petits cristaux cubiques, parfois dodécaédriques.

Propriétés. Dureté : 2 ½ ; densité non connue. Transparente ; éclat vitreux.

Gisements. Ce minéral secondaire se rencontre en association avec la matlochite, la cérargyrite, la cérusite, l'anglésite et la limonite. Un gisement se trouve à Tarapaca (Chili).

Pseudoboléite, $Pb_5Cu_4Cl_{10}(OH)_8 \cdot 2H_2O$ - quadratique

C'est un minéral uniquement observé en croissance parallèle sur la boléite ; la pseudoboléite et la boléite sont toujours accolées sur leurs faces (001) ; la pseudoboléite se clive parfaitement sur {001}.

Propriétés. Dureté : 2½ ; densité : 4,85 ; Translucide ; l'éclat est perlé sur les faces de clivage et sa couleur bleu indigo ressemble beaucoup à celle de la boléite.

Gisements. La pseudoboléite se trouve en association avec la boléite et la cumengéite à Boleo près de Santa Rosalia (Mexique).

Boléite, $Pb_9Cu_8Ag_3Cl_{21}(OH)_{16}2H_2O$ - quadratique

Les cristaux souvent associés à la cumengéite et à la pseudoboléite sont de forme cubique et sont composés chacun de trois individus formant les faces pseudo-cubiques ; la boléite se présente également en cristaux pseudocubo-octaédriques et pseudo-dodécaédriques et elle se clive parfaitement suivant {001}.

Propriétés. Dureté : 3 à 3 ½ ; densité : 5,05. Translucide ; l'éclat vitreux, perlé sur les faces de clivage, est bleu de Prusse foncé, déclinant au bleu noirâtre sur les faces des cristaux.

Gisements. Ce minéral secondaire a été trouvé originellement à Boleo, près de Santa Rosalia (Mexique), d'où proviennent les plus beaux échantillons connus.

Cumengéite, $Pb_4Cu_4Cl_8(OH)_8H_2O$ - quadratique

Elle se présente en cristaux octaédriques ou cubo-octaédriques et croît parallèlement aux cristaux de boléite et pseudoboléite en les enveloppant, parfois complètement.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche, cristaux allongés de* laurionite *associés à de petits cristaux de phosgénite (Laurion, Grèce). A droite, cristaux de* matlockite *provenant de Cromford (Derbyshire) [Londres, British Museum].*

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 4,67. Translucide; éclat faiblement vitreux, bleu indigo.

Gisements. Ce minéral se rencontre en association avec la boléïte et la pseudoboléïte à Boleo, près de Santa Rosalia (Mexique).

Fiedlérite, $Pb_3(OH)_2Cl_4$ - monoclinique

Les cristaux, de contour rectangulaire, sont tabulaires sur (001) et allongés selon [010]; leurs faces ne sont généralement pas belles. Ils se maclent communément sur (100).

Propriétés. Dureté : environ 3 ½; densité : 5,88. Transparente; éclat adamantin, incolore à blanc.

Gisements. Comme la laurionite ou la penfieldite, on la trouve au Laurium (Grèce), où elle est formée par action de l'eau de mer sur d'anciennes scories de plomb exploitées dans l'Antiquité par les Grecs.

Laurionite, $Pb(OH)Cl$ - orthorhombique

La laurionite, dont le nom provient de la localité du Laurium où elle a été découverte, se présente en cristaux allongés ou bien tabulaires, plus ou moins épais.

Propriétés. Dureté : 3 à 3 ½; densité : 6,24. Éclat adamantin, perlé sur (100), incolore à blanc.

Gisements. Elle se trouve dans les scories de plomb qui ont été exposées à l'action de la mer du Laurion, en Grèce; elle est associée à la paralaurionite, la penfieldite, la phosgénite, la cérusite, l'anglésite et d'autres minéraux secondaires de plomb. Ces mines du Laurium étaient exploitées par les Athéniens à l'époque de Périclès pour le plomb et plus particulièrement pour l'argent.

Cotunnite, $PbCl_2$ - orthorhombique

Les cristaux ont une forme plus ou moins aplatie suivant (010) et allongée selon [001]. La cotunnite est aussi massive ou grenue, souvent en association avec la galène. Elle se clive parfaitement selon (010) et sa cassure est subconchoïdale.

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 5,80. Transparente à translucide; l'éclat est adamantin à perlé ou soyeux; incolore à blanche, elle peut aussi être jaunâtre ou verdâtre.

Matlockite, $PbFCl$ - quadratique

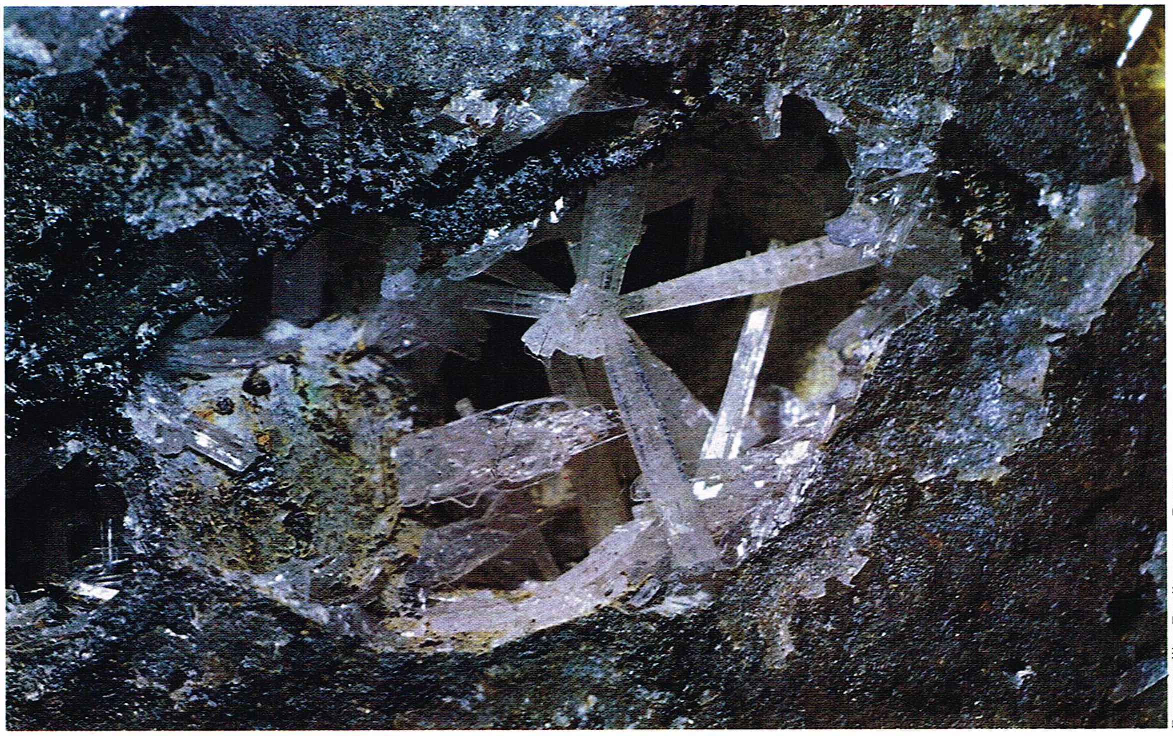
Les cristaux, habituellement tabulaires, ont souvent aussi une forme pyramidale et trapue; ils se regroupent parfois en agrégats subparallèles de cristaux plats ou en rosettes. Ce minéral se rencontre aussi sous forme massive, grossièrement lamellaire. Il se clive parfaitement selon {001} et sa cassure est inégale à subconchoïdale.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 7,12. Transparent; éclat adamantin, tendant à l'éclat perlé sur les faces de clivage; incolore, jaune ambre pâle ou verdâtre.

Gisements. On trouve la matlockite à Cromford, près de Matlock (Derbyshire), associée à la phosgénite, l'anglésite, la cérusite, la galène, la sphalérite et la fluorite.

Penfieldite, $Pb_2(OH)Cl_3$ - hexagonal

Les cristaux, habituellement très petits et allongés, disposés en groupes parallèles, sont prismatiques ou pyramidaux; il existe également des cristaux tabulaires sur (001).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *Cristaux de* penfieldite *(Laurion, Grèce); ce minéral, associé à la laurionite et à la fiedlérite, est formé par l'action de l'eau de mer sur les anciennes scories de minerai de plomb exploité dans l'Antiquité.*

Propriétés. Densité : 6,61. Transparente ; éclat adamantin à gras, incolore, blanc ou teinté en jaunâtre ou bleuâtre par des impuretés.

Gisements. On trouve la penfieldite associée à la laurionite, la fiedlérite au Laurium (Grèce), où elle est formée par l'action de l'eau de mer sur les anciennes laves de plomb.

Nadorite, $PbSbO_2Cl$ - orthorhombique

Les cristaux sont tabulaires ou prismatiques allongés ; on les rencontre aussi sous forme lenticulaire au contour carré ou octogonal. Ce minéral se clive parfaitement selon {010}.

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$ à 4 ; densité : 7,02. Translucide ; éclat résineux, brun foncé ou jaune brunâtre à jaune.

Gisements. On rencontre de belles nadorites à Hamman-N'Bails (Algérie).

Ecdémite, $Pb_3AsO_4Cl_2$ - quadratique

L'ecdémite forme des masses grossièrement feuilletées ou bien de petits cristaux tabulaires.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3 ; densité : 7,14. Translucide ; l'éclat est vitreux sur les faces de clivage et gras sur les cassures ; sa couleur va du jaune verdâtre au jaune.

Gisements. Un beau gisement est situé à Collistein Aiger (Arizona).

Oxydes

Cuprite, Cu_2O - cubique

La cuprite, dont le nom est une allusion à sa composition, se présente en cristaux octaédriques, dodécaédriques ou cubiques, ces trois formes pouvant se combiner pour donner des cristaux très modifiés. La variété *chalcotrichite* est fibreuse ; les cristaux rouge vif sont allongés selon [001]. La cuprite est souvent massive ou grenue.

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$ à 4 ; densité : 6,14. C'est un minéral fragile, et sa cassure est conchoïdale à inégale. L'éclat est adamantin à submétallique. La couleur est rouge aux tonalités variées (plus particulièrement rouge cochenille) ; elle est quelquefois presque noire ; la variété terreuse *(hydrocuprite)* est rouge brique ou brun rougeâtre.

Gisements. La cuprite est un minéral commun aux zones d'oxydation des gisements de cuivre ; souvent impure, elle contient des oxydes de fer, des argiles ferrugineuses, de la ténotite et de la limonite. Les principaux gisements sont ceux de Cornwall à Redruth (Angleterre), de Tsumeb (Afrique du Sud), des monts Oural ainsi que ceux d'Ekaterinbourg et de Sverdlovsk (U.R.S.S.), et, enfin, celui de Chessy dans le Rhône qui a donné les cristaux isolés, recouverts de malachite, que l'on voit dans toutes les collections.

Zincite, ZnO - hexagonal

Rarement cristallisée, la zincite se présente généralement sous forme massive feuilletée, compacte ou grenue. Les rares cristaux naturels, souvent corrodés, sont pyramidaux hémimorphiques avec une grande base {0001} ; la zincite se macle sur {0001} et se clive sur $\{10\bar{1}0\}$.

Propriétés. Dureté : 4 ; densité : 5,66. Transparente en fine épaisseur ; éclat adamantin jaune-orangé à rouge foncé, rarement jaune ; fragile, sa cassure est conchoïdale.

Gisements. La zincite est rare sauf dans les deux importants gisements de Franklin East Sterling Hill à New Jersey, où elle se trouve en petite quantité, associée à la willemite et la franklinite dans la calcite.

Massicot, PbO - orthorhombique

Le massicot est habituellement massif, terreux à écailleux. Les cristaux sont flexibles mais non élastiques.

Propriétés. Dureté : 2 ; densité : 9,56. Transparent en très faible épaisseur ; éclat gras à terne ; couleur située entre le jaune de l'orpiment et celui du soufre, avec quelquefois une nuance rougeâtre.

Gisements. C'est un produit d'oxydation de la galène et d'autres minéraux primaires de plomb. On le rencontre souvent associé à la cérusite et à d'autres minéraux secondaires de plomb et de cuivre, à la limonite et à des oxydes d'antimoine. Il peut facilement être confondu avec des minéraux jaune ocre de plomb ou d'antimoine. Ses gisements les plus classiques sont ceux de Cornouailles (Grande-Bretagne).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***Cristaux lenticulaires*** **de nadorite** ***provenant du Djebel Nador (Algérie), localité qui a donné son nom à ce minéral.***

Spinelle, Al_2MgO_4 - cubique
Gahnite, Al_2ZnO_4 - cubique

Ces deux minéraux forment une série continue ; leurs cristaux sont habituellement de forme octaédrique et plus rarement cubique ou dodécaédrique. Le spinelle et la gahnite se présentent aussi sous forme massive, grossièrement grenue à compacte, et en grains inclus dans la roche, irréguliers ou arrondis. Les cristaux se maclent suivant la *loi du spinelle ;* les agrégats maclés sont souvent aplatis parallèlement au plan d'accolement (111). Ces minéraux sont fragiles ; leur cassure est conchoïdale, quelquefois inégale à esquilleuse.

Propriétés. Dureté : $7\frac{1}{2}$ à 8 ; la densité est fonction du rapport Mg/Zn : 3,55 pour le spinelle (Mg) et 4,62 pour la gahnite (Zn). Indice de réfraction : 1,72 (pour le spinelle) à 1,79 (pour la gahnite) ; il croît avec la teneur en Zn. De couleur variable : rouge (très recherché comme gemme) à bleue, verte, brune ou presque incolore pour

▼ **Chalcotrichite,** ***variété de*** **cuprite** ***en cristaux aciculaires, rouges (Fowey Consols, Tywardreath [Cornwall] - Londres, British Museum).***



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Archives Photo B



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche, un beau cristal de* franklinite *provenant de Franklin (New Jersey, États-Unis) [Londres, British Museum]. A droite, cristaux de* magnétite *de Traversella (Piémont) [collection privée].*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *Cristal pseudo-octaédrique de* haussmannite, *provenant de Langban (Suède) [Londres, British Museum].*

▼ *Cristaux de* spinelle *bleu provenant de Franklin (New Jersey) [Londres, British Museum].*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

le spinelle, tandis que la gahnite est habituellement vert foncé, quelquefois jaune ou brune; l'éclat est métallique brillant à presque terne pour la gahnite; les membres de la série riches en magnésium sont plus transparents.

Gisements. Les cristaux de la série du spinelle sont essentiellement des minéraux de haute température. On les trouve principalement comme minéraux accessoires des roches ignées, ainsi que dans les schistes alumineux, très métamorphiques, dans les gisements calcaires de métamorphisme de contact et dans les pegmatites. Les plus beaux échantillons viennent de Betroka, Ampandrandava et Amlodroube (Madagascar), et de Fahlun (Suède). Les variétés gemmes viennent de Birmanie et de Ceylan. Le plus grand cristal connu (103 kg) est conservé par l'École des mines de Paris.

Le *pléonaste* (spinelle ferrique) se trouve à Monroe (New York).

Le *dysluite* (gahnite ferrique) se trouve à la mine de Sterling (New Jersey).

Série de la magnétite
Magnésioferrite, $MgFe_2O_4$ - cubique
Magnétite, Fe_3O_4 - cubique
Franklinite, $ZnFe_2O_4$ - cubique

Les cristaux sont habituellement octaédriques; la magnétite est parfois dodécaédrique; la magnésioferrite est rarement cristallisée. Généralement, on les rencontre sous forme massive, finement à grossièrement grenue. Ces cristaux se maclent suivant la loi du spinelle : plan d'accolement (111).

Propriétés. Dureté : $5\frac{1}{2}$ à $6\frac{1}{2}$; densité : 4,6 pour la magnésioferrite, 5,17 pour la magnétite et 5,1 pour la franklinite. Éclat métallique à semi-métallique, brillant à presque terne; couleur noire à noir brunâtre. La magnétite est un bon conducteur de l'électricité.

Gisements. La magnétite est l'un des oxydes les plus abondants et les plus répandus. Elle peut constituer des minerais de fer importants, comme à Kirunavaara (Suède); on les rencontre comme minéraux accessoires des roches ignées, en association avec l'apatite et le pyroxène dans les gisements de ségrégation et dans les roches métamorphiques telles que les calcaires (où ils sont associés au grenat, au diopside, à l'olivine et à certains sulfures). La magnétite se rencontre dans les alluvions. Les échantillons de magnétite les plus appréciés par les collectionneurs sont ceux des fentes alpines provenant de Zermatt, du Binnenthal dans le Valais (Suisse), et de Brosso et Traversella dans le Piémont (Italie). De beaux échantillons viennent également du Minas Gerais (Brésil). Les plus beaux échantillons de franklinite qu'on peut voir dans les musées sont ceux de Franklin Furnace (New Jersey).

Magnésiochromite, $MgCr_2O_4$
Chromite, $FeCr_2O_4$

La magnésiochromite se rencontre rarement en cristaux; les cristaux de chromite, moins rares, sont généralement des octaèdres, parfois modifiés par les faces du cube. La magnésiochromite et la chromite sont habituelle-

ment massives, finement grenues à compactes; elles sont fragiles et leur cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : 5 ½ (pour la chromite); densité : 4,2 pour la magnésiochromite et 4,5 à 4,8 pour la chromite. Transparentes en très fine épaisseur; éclat métallique noir; quelquefois magnétite.

Gisements. La chromite est un minéral accessoire des péridotites. On la rencontre également en ségrégation dans les péridotites, où elle forme une source valable de minerai. Elle se rencontre en outre dans les météorites. La chromite est fréquemment associée à l'olivine, au pyroxène, au spinelle, à l'idocrase chromifère et à quelques sulfures. Deux gisements importants sont ceux de Tiebaghi (Nouvelle-Calédonie) et de Sparte Becspoort (Transvaal).

Haussmannite, $MnMn_2O_4$ - quadratique

Les cristaux de haussmannite sont pseudo-octaédriques avec des faces (103) planes et brillantes et des faces (001) ternes et striées. Elle se clive presque parfaitement sur {001}, et la macle sur le plan (112) se répète souvent 5 fois; elle est fragile, et sa cassure est inégale; elle est souvent massive.

Propriétés. Dureté : 5 ½; densité : 4,84. Transparente quand l'épaisseur est extrêmement fine; éclat submétallique noir brunâtre.

Gisements. Ce minéral se rencontre typiquement dans les filons hydrothermaux de haute température, mais aussi comme minéral de métamorphisme de contact associé à la braunite, la magnétite, l'hématite, la baryte, la pyrolusite et au psilomélane.

Deux gisements importants sont ceux d'Ilmeneau (Allemagne) et Mina Gerais (Brésil).

Minium, Pb_3O_4

Le minium ne se rencontre que sous forme massive, terreuse ou pulvérulente. Les cristaux n'existent qu'à l'échelle microscopique.

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 8,9 à 9,2. Éclat un peu gras à terne; rouge-écarlate à rouge brunâtre, avec quelquefois une teinte jaune.

Gisements. Ce minéral secondaire se rencontre en petite quantité dans de nombreuses localités, habituellement comme produit d'altération de la galène et de la cérusite. Le principal gisement est celui de Leadville (Colorado).

Chrysobéryl, $BeAl_2O_4$ - orthorhombique

Les cristaux sont habituellement simples et tabulaires; parfois, ils peuvent être prismatiques courts. Ils sont striés sur (001), parallèlement à la direction [100], et se maclent par contact ou par pénétration en donnant des groupements à angles rentrants ou pseudo-hexagonaux.

Le chrysobéryl a deux variétés très recherchées comme gemmes : l'*alexandrite,* rouge à la lumière électrique, verte à la lumière du jour, et l'*œil-de-chat,* qui présente un chatoiement très particulier composé d'une bande lumineuse argentée qui se meut entre deux zones jaune et vert pâle.

Propriétés. Dureté : 8 ½; densité : 3,7. Transparent à opaque; indice de réfraction : 1,74 à 1,75; biréfringence faible : 0,009. Éclat vitreux, couleur jaune, vert pâle à vert foncé (très pléochroïque) et vert-jaune. Il est fragile, avec une cassure conchoïdale, un clivage assez bon sur (110). Insoluble dans les acides.

Sa grande dureté (8 ½) est l'un des critères de reconnaissance.

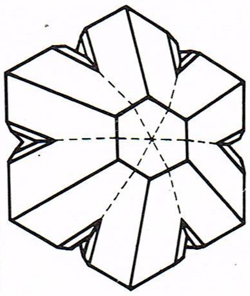
Gisements. On rencontre le chrysobéryl dans les granites, les pegmatites et les aplites, également dans les micaschistes et, rarement, dans les marbres dolomitiques. Le chrysobéryl se trouve comme minéral détritique avec : le diamant, le corindon, le grenat, et la cassitérite. Des pegmatites contenant du chrysobéryl, de l'almandin, du spinelle et du béryl existent à Schinderhübel, près de Marschendorf (Moravie). Il est également associé à l'hématite et au béryl dans les micaschistes de l'Oural. Les plus belles alexandrites viennent de cette dernière région (Takowaja) et de Ceylan, où l'on rencontre aussi l'œil-de-chat. De grands cristaux de chrysobéryl ont été trouvés au Minas Gerais (Brésil), à Madagascar et en Rhodésie.

Claudétite, As_2O_3 - monoclinique

La claudétite se présente en cristaux très aplatis sur (010), allongés suivant l'axe [001] et avec les formes



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



I.G.D.A.

◄▼ *Ci-contre, cristaux maclés d'alexandrite, variété de* chrysobéryl, *rouge à la lumière artificielle, provenant de Sverdlovsk (Sibérie). Ci-dessous, représentation schématique de cristaux maclés de* chrysobéryl.

{111} et {$\bar{1}$11} bien développées lui donnant l'aspect du gypse.

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 4,15; indice de réfraction : 1,87 à 2,01; biréfringence forte. Transparente; éclat vitreux, incolore à blanc et perlé sur les faces de clivage; elle se clive parfaitement sur (010); elle est très flexible.

Gisements. Ce minéral secondaire est formé par oxydation du réalgar, de l'arsénopyrite et d'autres minéraux d'arsenic. Il est généralement associé à l'arsénolite, à l'orpiment, au réalgar et au soufre natif. On trouve de la claudétite bien cristallisée à Szomolnok (Hongrie).

Valentinite, Sb_2O_3 - orthorhombique

La valentinite se présente habituellement en cristaux prismatiques ou parfois tabulaires; les cristaux ont souvent les faces striées, ce qui leur donne un aspect arrondi, formant fréquemment des agrégats étoilés ou en éventail. La valentinite est aussi massive, à structure lamellaire ou grenue.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 5,79; indice de réfraction : 2,18 à 2,55; biréfringence forte. Transparente; éclat adamantin souvent perlé sur les faces de clivage; couleur incolore à blanc de neige avec occasionnellement des nuances jaunâtres, rougeâtres ou gris de cendre à brunâtres. Elle est fragile et elle se clive parfaitement sur (110).

Gisements. C'est un minéral secondaire commun, résultant de l'oxydation de la stibine, de l'antimoine natif, de la kermésite, la tétraédrite et d'autres minéraux d'antimoine. On la trouve à Malaczka (Hongrie) et à Allertigang (Bohême), associée à des oxydes d'antimoine.

Arsénolite, As_2O_3 - cubique

L'arsénolite, dont le nom a été donné par allusion à sa composition, se présente en minuscules cristaux octaédriques ou bien en agrégats étoilés. Elle se trouve également sous forme botryoïdale, stalactitique ou en encroûtements terreux à pulvérulents.

Propriétés. Dureté : 1 ½; densité : 3,87; indice de réfraction : 1,755. Transparente; éclat vitreux à soyeux blanc avec occasionnellement une nuance bleuâtre, jaunâtre ou rougeâtre. Sa cassure est conchoïdale. L'arsénolite est également reconnaissable par son goût astringent un peu sucré et sa très grande solubilité dans l'eau chaude.

Gisements. Ce minéral secondaire est formé par oxydation de l'arsénopyrite, l'arsenic natif, l'énargite, la tennantite, la smaltite et autres minéraux d'arsenic. Il est habituellement associé à la claudétite, l'érythrite, l'orpiment et au réalgar. On le rencontre aussi dans les gisements de charbon comme produit de sublimation après des incendies de mines. Freiberg (Allemagne) est l'une de ces localités les plus classiques.

Sénarmontite, Sb_2O_3 - cubique

La sénarmontite se présente en masses grenues, en encroûtements ou bien en cristaux de forme octaédrique.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *Cristaux octaédriques de sénarmontite (provenant d'Ain Bobouche - Algérie), dont les plus gros cristaux connus sont conservés par le Muséum national d'histoire naturelle de Paris.*

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 5,50; indice de réfraction : 2,087. Transparente; éclat résineux à subadamantin, incolore à blanc grisâtre; fragile; cassure inégale.

Gisements. C'est un minéral secondaire formé par l'oxydation de la stibine, de l'antimoine natif et d'autres minéraux d'antimoine, et qui est généralement associé à la valentinite et à la kermésite. Un gisement important se trouve à Hamimate (Algérie).

Bismite, Bi_2O_3 - monoclinique

Cet oxyde se rencontre en masse compacte, grenue à terreuse ou même pulvérulente.

Propriétés. Dureté : 4 ½; densité : 8,64 à 9,22 suivant les localités. Son indice de réfraction est d'environ 2,42 et sa biréfringence est élevée. Transparente en très petits fragments; l'éclat est adamantin à terne, la couleur vert grisâtre ou jaune verdâtre à jaune brillant; sa cassure est inégale.

Gisements. Ce minéral secondaire, formé par l'oxydation des minéraux de bismuth, se rencontre à Schneeberg (Saxe).

Bixbyite, $(Mn,Fe)_2O_3$ - cubique

Les cristaux, de forme cubique, sont parfois modifiés par les faces (111).

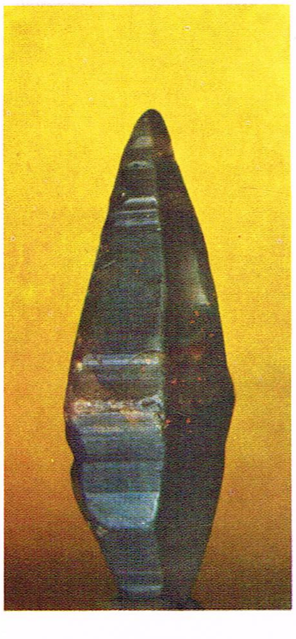
Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 4,95. Opaque; éclat métallique à submétallique noir. Sa cassure est irrégulière.

Gisements. Les meilleurs échantillons sont des cristaux de 1 cm associés au diaspore manganésifère. Ils proviennent de Postmasbury (Afrique du Sud).

Corindon, Al_2O_3 - rhomboédrique

Très anciennement connu en Orient, le corindon se rencontre en masse grenue ou lamellaire; ses cristaux sont fréquents et peuvent atteindre 100 kg. De faciès variés, prismes pseudo-hexagonaux allongés ou en « tonnelets », ou encore aplatis sur (0001), ils sont souvent irréguliers. Les cristaux suffisamment transparents et présentant une belle couleur sont des pierres précieuses très recherchées (rubis, saphir). L'émeri est un mélange de corindon avec de la magnétite, de l'hématite, du spinelle et du quartz.

Propriétés. Sa dureté sert à définir le degré 9 de l'échelle de Mohs; densité : 3,96 à 4,10; indices de réfraction : np = 1,77; ng = 1,76; biréfringence faible. Transparent à translucide; éclat vitreux à légèrement adamantin; les couleurs sont très variées : ce sont des traces de chrome, de titane et de fer qui sont responsables des diverses colorations. Le rubis est rouge, le saphir bleu; les corindons, de couleur jaune, rose, mauve, violette, etc., peuvent prendre le nom de saphir, suivi du nom de leur propre couleur (saphir jaune, saphir rose, etc.). La couleur est parfois répartie dans les cristaux de manière irrégulière; de fines inclusions de rutile peuvent provoquer un astérisme à six branches : une étoile lumineuse se manifestant à la surface des gemmes (rubis ou saphirs étoilés). Insoluble dans les acides et infusible, le corindon change de couleur à haute température mais retrouve sa couleur initiale en refroidissant.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *Cristal de corindon, variété saphir, de forme trigonale bipyramidale, caractéristique, provenant de Ratnapura (Ceylan) [musée d'Histoire naturelle de Milan].*

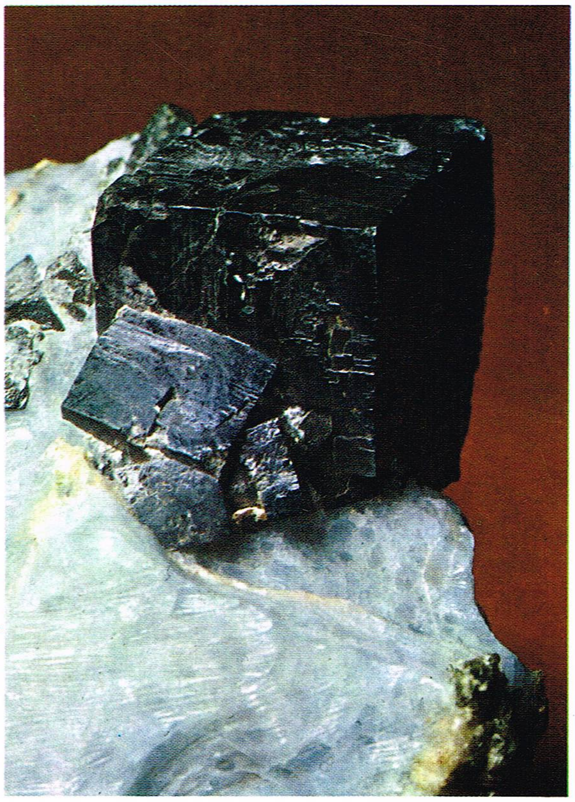
Gisements. Le corindon provient de roches métamorphiques et cristallise dans des magmas pauvres en silice (syénite, péridotite). Très employé comme abrasif, l'émeri provient des roches magnésiennes magmatiques. Les variétés précieuses (rubis, saphirs) se rencontrent en place dans les calcaires métamorphiques en Birmanie, dans les amphibolites à anorthite et zoïsite chromifère en Tanzanie ou dans les basaltes en Australie et dans le Sud-Est asiatique. La plupart des gemmes sont exploitées dans les éluvions et alluvions qui dérivent de gîtes pyrométasomatiques, résultant d'une réaction entre des intrusions de magmas riches en Al_2O_3 et des roches basiques ou des calcaires au contact desquels ils se sont désilicifiés.

Hématite, Fe_2O_3 - rhomboédrique

L'hématite se présente souvent en cristaux tabulaires minces ou épais, en croissances souvent subparallèles ou en rosettes. Les faces sont fréquemment striées. La forme rhomboédrique $\{10\bar{1}1\}$ donne des cristaux pseudocubiques; il existe aussi une forme prismatique selon {0001}. L'hématite existe également sous forme compacte fibreuse, en masses réniformes et en concrétions. Elle est aussi communément terreuse (ocre) et associée à de l'argile et d'autres impuretés. Elle montre une macle par pénétration sur (0001) ou avec la face $(10\bar{1}0)$ comme plan d'accolement.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 5,26; indices de réfraction : 2,69 à 2,90; biréfringence élevée. Translucide à opaque, éclat métallique à submétallique gris d'acier, quelquefois irisé pour les cristaux (hématite de l'île d'Elbe); éclat terne, rouge à rouge brillant pour les variétés terreuses. En fines lamelles, l'hématite est rouge sang foncé. Les cristaux sont fragiles et leur cassure est subconchoïdale à inégale; ils sont élastiques en fines lamelles (provenant souvent de fumerolles volcaniques). Le meilleur critère de reconnaissance est la trace rouge que ce minéral laisse sur la porcelaine dépolie.

Gisements. L'hématite se rencontre en dépôts très importants et constitue l'un des principaux minerais de fer : les gisements sont nombreux et leur mode de forma-



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

tion varié (fumerolles volcaniques, gîtes hydrothermaux, métasomatiques, sédimentaires, etc.). Les gisements les plus considérables sont de type sédimentaire (hématite rouge), les cristaux à éclat métallique se rencontrant dans des formations dues au métamorphisme régional ou au dynamométamorphisme. Les plus beaux cristaux connus viennent du Brésil et de l'île d'Elbe, où l'hématite est associée avec la pyrite en cristaux brillants parfois irisés. Les fentes alpines ont aussi produit de très fines cristallisations en rosettes de rhomboèdres aplatis, associés au rutile et au quartz. De belles masses mamelonnées noires et brillantes proviennent de Cornouailles et d'Azegour (Maroc).

Série de l'ilménite - rhomboédrique
Ilménite, $FeTiO_3$
Geikiélite, $MgTiO_3$
Pyrophanite, $MnTiO_3$

Les minéraux de cette série peuvent être massifs, compacts, ou bien cristallisés. Les cristaux sont habituellement tabulaires, épais (ilménite) à finement écailleux (pyrophanite); l'ilménite se présente parfois en rhomboèdres pointus.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densités : 4,72 pour l'ilménite, 4,05 pour la geikiélite et 4,54 pour la pyrophanite; indices de réfraction : 1,95 à 2,31 pour l'ilménite, 2,21 à 2,48 pour la pyrophanite. Leur biréfringence est très forte; éclat métallique à submétallique noir de fer (pour l'ilménite) à brun noirâtre (pour la geikiélite) ou rouge sang (pour la pyrophanite); leur cassure est conchoïdale à subconchoïdale.

Gisements. L'ilménite est un minéral accessoire commun des roches; elle se rencontre principalement en association étroite avec les gabbros, les diorites, les anorthosites, en gisements filoniens ou disséminés, quelquefois importants, et dont l'origine est supposée être magmatique ou filonienne de haute température; on la trouve dans les filons métallifères, les pegmatites, les quartz massifs et quelquefois en gisements étendus dans les sables noirs et lourds des plages. Il existe un important gisement dans les montagnes d'Ilmen à Miask (Oural), localité qui lui a d'ailleurs donné son nom. On en trouve également à Snarum et à Iröland (Norvège), et plus particulièrement à Krägero dans des filons de diorite, d'où proviennent les plus beaux échantillons des collections.

Pérovskite, $CaTiO_3$ - orthorhombique pseudocubique

Les cristaux sont habituellement cubiques, quelquefois très déformés, et leurs faces sont souvent striées parallèlement à (001) ou parfois à (110); ils se présentent également en cubo-octaèdres et octaèdres (pour les variétés contenant du cérium et du niobium). La pérovskite est rarement massive. Les variétés contenant Ce ou Nb se maclent fréquemment par pénétration sur (111).

Propriétés. Dureté : $5\frac{1}{2}$; densité : 4,01 (elle augmente pour les variétés contenant Ce ou Nb); indice de réfraction : 2,34. Les échantillons de couleur foncée sont transparents en fines lamelles; éclat adamantin, quelquefois terne; couleur noire, noir grisâtre, noir brunâtre, brun rougeâtre avec des nuances jaunes. Les variétés contenant Nb sont noires et fragiles; la cassure est inégale à subconchoïdale.

Gisements. On trouve la pérovskite en beaux cristaux dans les schistes chloriteux à Achmatowsk (U.R.S.S.), et en cristaux ou en masses réniformes dans les talcs-schistes du glacier de Findelen près de Zermatt (Suisse).

Dysanalite, (Ca,Na,Ce) (Ti,Nb,Fe) O_3 - orthorhombique pseudocubique

Ce titano-niobate de calcium se présente en cristaux cubiques.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 4,1. Couleur noire.

Gisements. Un gisement important se trouve à Magnet Cove (Arkansas).

Stibiconite, $Sb_3O_6(OH)$ - cubique

La stibiconite est en général pulvérulente, massive, compacte, botryoïdale, ou en encroûtements concentriques.

Propriétés. Dureté : 4 à $5\frac{1}{2}$; densité : 5,58; indice de réfraction : de 1,60 à 2,00 suivant les localités. Transparente; éclat perlé, terreux, jaune pâle à blanc jaunâtre ou blanc rougeâtre.

Gisements. Ce minéral secondaire, souvent associé à la cervantite et à la valentinite, est formé par l'oxydation de la stibine et d'autres minéraux d'antimoine; on trouve de beaux échantillons au Mexique.

Uran-pyrochlore, $(U, ...)_2(NbTaTi)_2O_6(O, OH, F)$ - cubique

Encore appelé hatchettolite, ce tantaloniobate d'uranium est proche du pyrochlore. Il se présente en cristaux octaédriques mais également sous forme massive.

Propriétés. Dureté : 5; densité : 4,8; indice de réfraction : 1,98. Transparent, éclat résineux brun jaunâtre; cassure subconchoïdale.

Gisements. Le principal gisement est celui de Mitchell Co. en Caroline du Nord, où ce minéral est associé à la samarskite.

Microlite, $(NaCa)_2Ta_2O_6(O,OH,F)$ - monoclinique
Pyrochlore $(Ca,Na)_2(Nb,Ta)_2O_6(O,OH,F)$ - monoclinique

Les minéraux de cette série se présentent en cristaux octaédriques, souvent associés à d'autres formes telles que {011}, {113} ou {001}. Les cristaux de microlite peuvent atteindre 6 cm (Amélia) malgré leur nom, qui fut donné par allusion à la très petite taille des premiers cristaux trouvés. Le pyrochlore et la microlite existent aussi en masses irrégulières ou grenues.

Propriétés. Dureté : 5 à $5\frac{1}{2}$; densité : 4,2 à 6,4 (croît avec la teneur en tantale); très variable, elle diminue lors de l'hydratation ou d'autres altérations et augmente quand on chauffe l'échantillon; indice de réfraction : 2,00 à 2,20. Ces minéraux sont transparents sous faible épaisseur; l'éclat est vitreux ou résineux sur la cassure. Le pyrochlore est brun à noir, souvent brun avec des nuances jaunâtres, rougeâtres ou noirâtres; la microlite est jaune pâle à brune, quelquefois rouge hyacinthe, brun olive à verte.

Gisements. Le pyrochlore se rencontre typiquement dans les pegmatites provenant des roches alcalines et est associé au zircon, à l'apatite, l'ægyrite et à un grand nombre de minéraux non communs contenant Zr, Ti, Nb, Ta et des terres rares. C'est aussi un minéral accessoire des syénites néphéliniques, des calcaires métamorphiques au contact des roches alcalines. On trouve de beaux échantillons au Québec. La microlite se trouve typiquement dans les parties albitisées des granites à pegmatites.

Bétafite, $(U,Ca)_2(Ti,Nb,Ta)_2O_6(O,OH,F)$ - cubique

Les cristaux sont généralement octaédriques, souvent modifiés par la forme {011}; ils sont quelquefois aplatis sur (011) ou (001) ou allongés selon les axes [001] ou [111].

Propriétés. Dureté : 4 à $5\frac{1}{2}$; densité : 3,7 à 5; indice de réfraction : 1,915. Les fines lamelles sont transparentes; éclat cireux à vitreux et même semi-métallique; brun verdâtre ou jaune à noir suivant les variétés; elle est fragile; sa cassure est conchoïdale.

Gisements. La bétafite se trouve typiquement dans les granites et les pegmatites avec d'autres minéraux de terres rares. Elle est généralement associée à l'euxénite, la fergusonite, l'allanite, le zircon et le béryl. Les plus beaux échantillons se trouvent en très gros cristaux à Ambatolampykely (Madagascar), où il existe des groupes de plus de 30 kg.

Quartz, SiO_2 - rhomboédrique

C'est l'un des minéraux les plus répandus. On le rencontre très souvent en cristaux prismatiques à faces striées, terminés soit par une pyramide hexagonale plus ou moins régulière, soit par trois faces triangulaires montrant la symétrie ternaire. Il est fréquemment maclé par interpénétration ou rotation autour de l'axe ternaire; les macles suivant le plan (1102) sont plus rares (l'angle des axes est de 84°34'); les groupements polysynthétiques sont légèrement hélicoïdaux (quartz peignes). Massif, le quartz se rencontre aussi très souvent en groupements microcristallins.

Propriétés. Sa dureté sert à définir le degré 7 de l'échelle de Mohs; densité : 2,65; indices de réfraction : ng = 1,533, np = 1,544; biréfringence faible. Transparent à opaque avec un éclat vitreux; cassure conchoïdale. Le quartz a de nombreuses variétés de couleurs : le **cristal de roche**

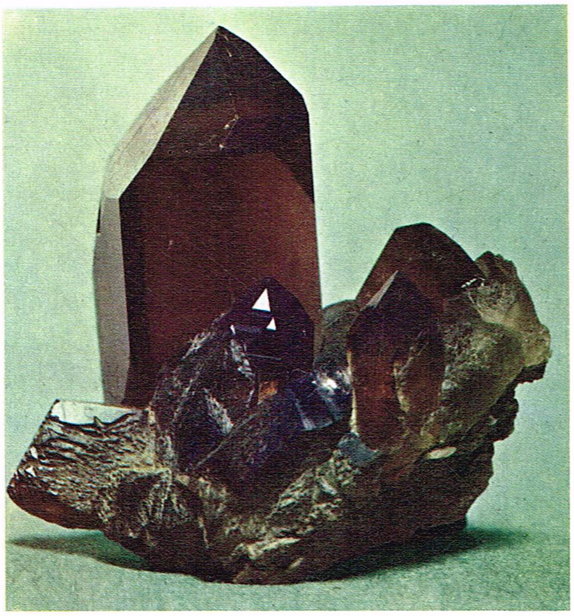
▼ ***Cristal trigonal d'hématite provenant de Rio Marina (île d'Elbe).***



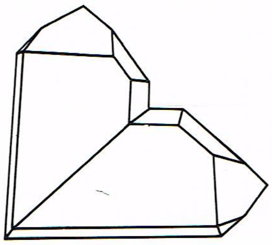
Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ ***Page ci-contre, à droite, un beau cristal de pérovskite provenant des schistes chloriteux d'Achmatowsk (U.R.S.S.) [Londres, British Museum].***

▼▶ Ci-dessous, représentation schématique de deux cristaux de quartz maclés. Ci-contre, à gauche, cristaux de quartz brun provenant du val Giuf (Suisse) [musée d'Histoire naturelle de Milan].



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



I.G.D.A.

▶ A droite, quartz, limpide et transparent, provenant de l'Arkansas (États-Unis) [Muséum national d'histoire naturelle de Paris].



Muséum d'histoire naturelle, Paris

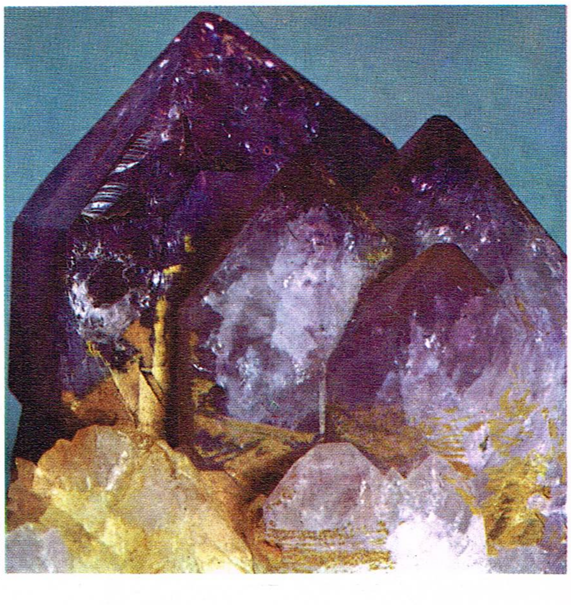
est limpide et transparent ; le **girasol** est laiteux ; la **citrine** est jaune à orangée ; l'**améthyste** est violette ; la **prase** est verte ; le **morion** est noir ; l'**hématoïde** est rouge ; il peut également être rose, brun, bleuté, etc. Les variétés microcristallisées prennent le nom de **calcédoines** ; la **cornaline** est rouge, la **sardoine** brune, la **chrysoprase** est verte. Les **agates** sont des calcédoines finement zonées, l'**onyx** étant une agate à zonage plan utilisée pour la fabrication des camées. Les jaspes sont des calcédoines impures pouvant contenir jusqu'à 25 % d'argile ou d'hydroxydes de fer. Le **jaspe sanguin** est vert tacheté de rouge. Les quartz agates et jaspes peuvent montrer une multitude de combinaisons de couleurs.

Gisements. Le quartz est l'un des minéraux essentiels des roches éruptives, sédimentaires et métamorphiques ; c'est l'élément principal des sables. Ses cristaux se rencontrent dans les pegmatites et les filons hydrothermaux ; les calcédoines sont souvent d'origine secondaire ; on en trouve des concrétions dans les dépôts de sources thermales et dans les zones superficielles des filons ; l'agate, associée à l'améthyste, se rencontre dans les amygdales des roches basaltiques ; les jaspes sont d'origine sédimentaire. Les grands cristaux de quartz viennent du Brésil et Madagascar. Les plus beaux quartz filoniens viennent de La Gardette (Isère). Le Brésil et l'Uruguay sont les deux principaux producteurs d'améthyste et d'agate. De très belles variétés de quartz viennent également du Mexique, de l'Inde, des États-Unis et d'Afrique du Sud.

▼ A gauche, opale précieuse, rouge, dite « opale de feu », provenant de Zimapan (Mexique). A droite, quartz améthyste provenant de Bolzano (Italie) [musée d'Histoire naturelle de Milan].



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Tridymite, SiO_2 - orthorhombique

Généralement, les cristaux sont très petits, fins et tabulaires sur (001). Ils forment souvent des groupes en éventail.

Propriétés. Dureté : 7 ; densité : 2,28 à 2,33. Transparente à translucide ; éclat vitreux incolore à blanc ; elle est fragile, sa cassure est conchoïdale.

Gisements. On rencontre la tridymite en grande quantité dans les roches volcaniques acides (rhyolites, trachytes, andésites...) Elle est souvent associée à la cristobalite, mais aussi à la sanidine, la hornblende, l'augite, l'hématite et quelquefois à l'opale. Il existe de beaux échantillons dans les trachytes du puy Capucin au Mont-Dore (Puy-de-Dôme) et à Padoue (Italie).

Cristobalite, SiO_2 - basse température : quadratique ou pseudocubique ; haute température : cubique.

La cristobalite existe sous les deux formes de basse et haute température. Elle se présente en cristaux octaédriques (souvent maclés d'après la loi de macle du spinelle), qui se regroupent en agrégats cristallins.

Propriétés. Dureté : 7 ; densité : 2,27 ; translucide ; éclat vitreux incolore.

Gisements. La cristobalite se trouve dans de nombreuses roches volcaniques siliceuses. Les plus beaux échantillons sont ceux de Cerro San Cristobal, Pachuta (Mexique).

Mélanophlogite, SiO_2 - cubique

Ce minéral peu courant se présente en cubes minuscules ou en agrégats sphériques. On le trouve en Sicile, implanté sur des cristaux de soufre avec de la calcite et de la célestine.

Lechateliérite, SiO_2

C'est le nom donné au quartz fondu naturellement que l'on rencontre dans les inclusions des roches volcaniques. On a également noté sa présence dans le cratère météoritique de l'ouest de Waislon (Arizona), où il semble provoqué par la fusion de grès finement grenus.

Opale, SiO_2nH_2O - amorphe

L'opale est massive, souvent botryoïdale ou stalactitique. Elle est très fréquemment en pseudomorphose d'autres minéraux. Elle est également terreuse.

Propriétés. Dureté : $5\frac{1}{2}$ à $6\frac{1}{2}$; densité : 1,9 à 2,3 ; indice de réfraction : 1,45. Transparente à presque opaque ; Éclat vitreux à subvitreux et même résineux ou parfois perlé. La couleur est variée : blanche, jaune, rouge, verte, grise, bleue, mais généralement pâle ; les couleurs sombres sont dues à des éléments étrangers ; la cassure est conchoïdale.

Gisements. L'opale est un minéral de basse température, déposé par des eaux siliceuses ; elle se trouve dans de nombreux types de roches ignées, sédimentaires et métamorphiques. Elle se dépose dans les fissures des roches ignées lors du dernier stade de refroidissement de la roche. Elle forme aussi le squelette d'organismes marins variés, comme les Diatomées, les Éponges, etc., et peut s'accumuler en grands lits. En France, les principaux gisements d'opale sont : Mehun-sur-Yèvre, Quincy (Cher) et la plaine Saint-Denis (Seine). De très belles opales précieuses sont trouvées à Kosice (Tchécoslovaquie), à San Juan del Rio, à Queretaro et à Zimapan (Mexique), à Pegu (Roumanie), au Boi Morto (Brésil). La plus grande production actuelle d'opales gemmes provient d'Australie (Queensland et Nouvelles-Galles du Sud). On nomme *hyalite* une variété d'opale qui constitue des concrétions globulaires ou des encroûtements incolores et clairs comme du verre. On la trouve dans les phonolites de Valec (Bohême) ainsi qu'à San Luis Potosi et à Guerrero (Mexique).

Cassitérite, SnO_2 - quadratique

La cassitérite est le seul minerai d'étain. Elle fut l'un des minéraux les plus recherchés dans l'Antiquité pour la préparation du bronze. Elle appartient au groupe du rutile. Les cristaux non maclés sont habituellement prismatiques, courts ou parfois allongés selon l'axe [001]. Elle est moins couramment pyramidale. Les faces (001) et (110) sont fréquemment abîmées et les faces du prisme sont souvent striées. Les cristaux se maclent très communément sur {011}. Les macles peuvent se répéter en produisant des formes complexes. La cassitérite est aussi massive, en encroûtements, en masses concrétionnées ou grenues grossièrement à finement.

Propriétés. Dureté : 6 à 7 ; densité : 6,99 ; indice de réfraction : de l'ordre de 2. Souvent transparente avec éclat adamantin à métallique, habituellement brillante ; les surfaces cassées ont un éclat gras. La couleur est habituellement jaunâtre ou rougeâtre à noir brunâtre, occasionnellement rouge, jaune, grise ou blanche, très rarement incolore.

Gisements. Ce minéral de haute température se rencontre dans des pegmatites, associé au quartz, à l'orthose, à la muscovite, etc., et dans les parties supérieures de gîtes pneumatolytiques, disséminé dans les « greisen », associé au wolfram, à la scheelite, au mispickel, etc.



H.-J. Schubnel

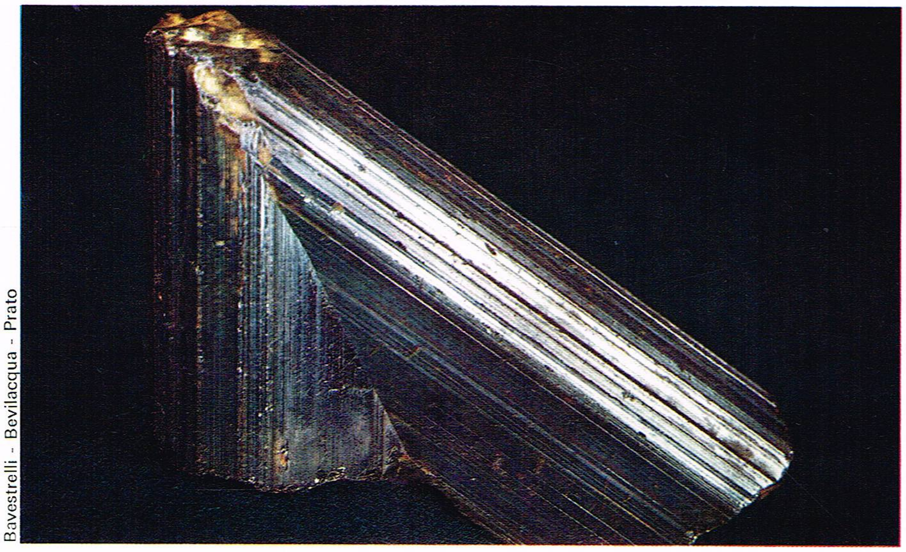
▲ ***Mine de cassitérite établie à 60 km au sud d'Ipoh (Malaisie). Les bacs que l'on voit au premier plan servent à décanter les alluvions qui ont été entraînées par des jets d'eau et qui contiennent différents minéraux, dont la cassitérite.***

Les gisements les plus importants sont alluvionnaires (Malaisie). Les meilleurs cristaux viennent d'Araca (Bolivie) ; de grands cristaux ont été également signalés au Niger, en Namibie. On peut voir dans les musées de jolis cristaux en provenance de La Villeder (Morbihan), Pia-Ouac (Nord Vietnam), Odontschelon (Daourie, U.R.S.S.) ; des groupes de cristaux très brillants provenant de Horni-Slavkow, autrefois appelé Schaggenwald (Bohême), du Harz et de Cornouailles.

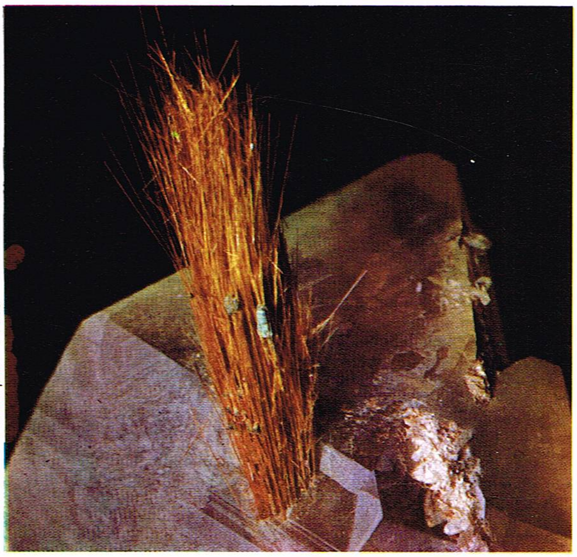
Rutile, TiO_2 - quadratique

Rare en gros cristaux, le rutile, dont le nom provient du mot latin *rutilus* signifiant « rouge rougeâtre » (par allusion à sa couleur habituelle), se présente sous forme de cristaux prismatiques, fins ou aciculaires ; les faces en zone du prisme sont striées verticalement. Les cristaux sont habituellement terminés par les formes {101} ou {111}. Le rutile se rencontre également sous forme massive, grossièrement à finement grenue. Il se macle fréquemment sur {011}. Le rutile peut croître sur des minéraux tels que l'hématite, la magnétite ; on peut aussi l'observer en aiguilles microscopiques et orientées dans le corindon, la pseudobrookite, le phlogopite et surtout dans le quartz.

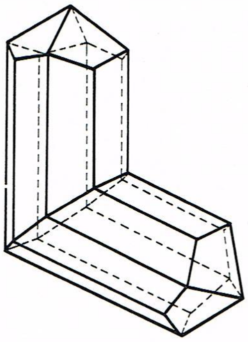
Propriétés. Dureté : 6 à $6\frac{1}{2}$; densité : 4,23 ; indice de réfraction : 2,61 et 2,89. Transparent en fines épaisseurs ;



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



I.G.D.A.

▲ *Ci-dessus, en haut, macle de* rutile *« en genoux », provenant du Brésil; en bas, représentation schématique de deux cristaux de* rutile *maclés. A droite,* rutile *en forme de « cheveux de Vénus » associé à du quartz (Brésil)* [*Londres, British Museum*].

▼ *Cristaux de* pyrolusite *provenant de Cornwall. La pyrolusite est l'un des minerais de manganèse les plus courants.*

éclat adamantin métallique brun rougeâtre ou rouge, quelquefois jaunâtre, bleuâtre, violet, noir, rarement vert gazon; il est fragile, sa cassure est conchoïdale ou subconchoïdale à inégale.

Gisements. Ce minéral typique des gisements de haute température est plus commun que l'anatase ou la brookite. Il est très largement répandu dans les gneiss et les schistes en tant que constituant mineur; c'est également un minéral des roches ignées, et plus particulièrement des roches plutoniques riches en hornblende; on le trouve également dans les anorthosites, les pegmatites basiques ou granitiques, les calcaires cristallins formés par métamorphisme régional ou de contact, les filons d'apatite de haute température et les filons de quartz. De très beaux cristaux viennent des quartzites de Groves Moutains, Géorgie (États-Unis), associés à la pyrophyllite et à la lazulite, ainsi que de Lincoln County, du même État. De beaux groupes, recherchés par les collectionneurs, ont été trouvés à Ampahyabe (Madagascar), à Ferrera et Alto Catalum Bo (Colombie) et à Modriach (Moravie).

Plattnérite, PbO_2 - quadratique

Ce minéral appartient au groupe du rutile; il se présente parfois en cristaux primastiques selon l'axe [001] mais habituellement en masses nodulaires ou botryoïdales, denses à fibreuses.

Propriétés. Dureté : $5\frac{1}{2}$; densité : 9,42; indice de réfraction : 2,30. Opaque; éclat adamantin métallique brillant mais se ternissant rapidement au contact de l'air; couleur noir de fer à noir brunâtre ou, pour les cristaux, noir de jais. Les cristaux sont fragiles; la cassure est légèrement conchoïdale.

Gisements. De beaux échantillons associés à de la smithsonite et de la calcite plombifère proviennent de Wanlockhead (Écosse). On en trouve également à Dareh-Zandjir-Yazol (Iran) et au Mexique.

Lampadite - wad à haute teneur en cuivre

La lampadite est un oxyde de manganèse hydraté du groupe des wads dont on ne connaît pas la formule exacte. C'est probablement un mélange de plusieurs oxydes tels que la pyrolusite, le psilomélane et la ténorite. Elle se rencontre le plus souvent en masses compactes terreuses et parfois en concrétions. Elle est parfois finement fibreuse mais habituellement ne présente pas de structure.

Propriétés. Densité : 2,8 à 4,4; elle est très tendre et laisse des traces sur le papier. Éclat terne, noir ou noir bleuâtre à brunâtre.

Gisements. Ce minéral, formé à température et pression ordinaires dans des conditions oxydantes, se rencontre dans de nombreux gisements.

Pyrolusite, MnO_2 - quadratique

Les cristaux de pyrolusite, prismatiques, longs à courts selon [001], sont rarement grands et bien développés. Parfois, des groupements subparallèles de microcristaux ont l'aspect de grands cristaux grossiers. Généralement, la pyrolusite est massive, fibreuse, grenue ou poudreuse; elle forme aussi des croissances dendritiques sur les surfaces de cassure (quartz rose) ou bien dans la calcédoine (agate mousse).

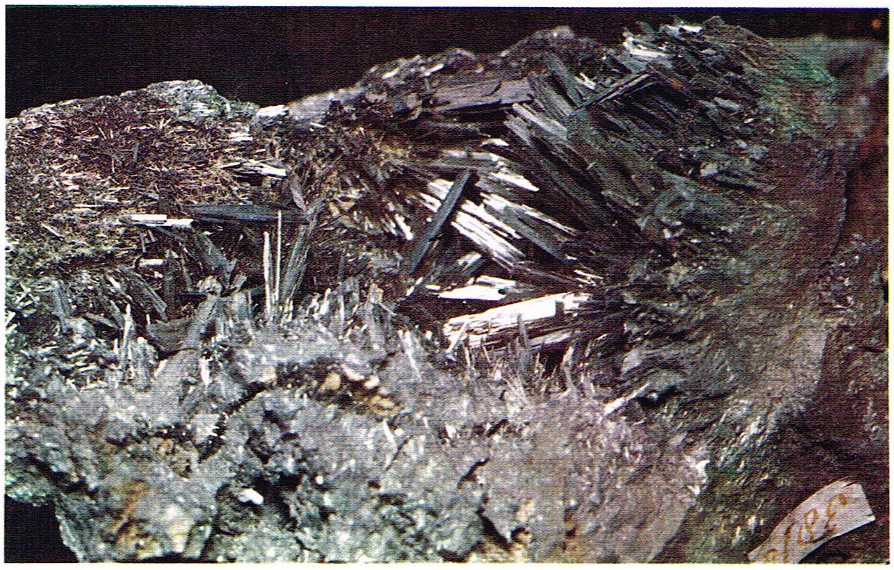
Propriétés. Dureté : 6 à $6\frac{1}{2}$ pour les cristaux (la pyrolusite pulvérulente laisse une trace noire sur le papier); densité : 5,06 pour les cristaux et 4,4 à 5 pour les variétés massives. Opaque; éclat métallique gris d'acier clair ou gris de fer pour les cristaux, et gris d'acier foncé ou noir de fer quand elle est massive.

Gisements. C'est l'un des minerais de manganèse les plus communs. Il est apparemment toujours formé dans des conditions très oxydantes; les principaux types d'occurrence sont les gisements lacustres ou marins peu profonds, la zone d'oxydation des gisements de minerais et les gisements formés par la circulation des eaux météoritiques. La pyrolusite est souvent associée à d'autres minerais de manganèse et à des oxydes de fer, tels que la hausmannite, la manganite, la braunite, le psilomélane, la limonite, l'hématite et la goethite. Parmi les nombreuses localités, celles présentant les plus beaux gisements sont Oraloros (Roumanie), Alban (Tarn), Huelva (Espagne) et Ilfeld (Harz).

Hollandite, $BaMn_8O_{16}$ - quadratique ou pseudoquadratique

Les cristaux sont prismatiques, courts, terminés par une pyramide plate. La hollandite se présente également sous forme fibreuse ou massive.

Propriétés. Dureté : 6 sur les faces des cristaux, et plus faible sur les cassures; densité : 4,95. Éclat métallique brillant, gris d'argent à noir grisâtre et noir.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Gisements. Elle fut trouvée pour la première fois en cristaux grossiers dans des veines de quartz traversant un minerai de manganèse à Kajlidongri, Jhabua (Inde centrale). Dans ce même pays, les mines de Sitapar à Chindwara ont également fourni de beaux cristaux.

Coronadite, $Pb_2Mn_8O_{16}$ - quadratique ou pseudoquadratique

La coronadite se présente sous forme massive ou en masses botryoïdales avec une structure fibreuse.

Propriétés. Dureté : 4½ à 5 ; densité : 5,44. Opaque ; éclat terne à submétallique, gris foncé à noir.

Gisements. Les meilleurs échantillons connus proviennent de niveaux supérieurs des gisements de manganèse de Bou Tazoult, Imini (Maroc).

Psilomélane ou romanéchite $BaMnMn_8O_{16}(OH)_4$ - orthorhombique

Le psilomélane ou romanéchite (nom donné par A. Lacroix) est toujours massif, botryoïdal ou réniforme ; il est parfois terreux ou pulvérulent.

Propriétés. Dureté : 5 à 6 (plus faible pour les variétés terreuses) ; densité : 4,71. Opaque ; éclat submétallique, terne, noir de fer à gris d'acier.

Gisements. Ce minéral secondaire, formé dans des conditions superficielles de température et de pression, se trouve en association avec la pyrolusite, la goethite, la limonite, la hausmannite, la chalcopyrite et la braunite. C'est un produit commun dû à l'altération des carbonates et silicates de manganèse par l'action des intempéries et pouvant former de grands gisements résiduels ou d'imprégnation.

De belles masses botryoïdales et pulvérulentes se trouvent à Romanèche (Saône-et-Loire), ainsi qu'à Samalkalde (Bavière).

Tapiolite, (Fe,Mn) $(Ta,Nb)_2O_6$ - quadratique

Les cristaux sont habituellement prismatiques et courts, avec les formes {001}, {110} et {113} habituellement bien développées ; les cristaux paraissent souvent monocliniques ou orthorhombiques car ils sont déformés ; la tapiolite se macle très communément sur {013}.

Propriétés. Dureté : 6 à 6½ ; densité : 7,90. Des fragments extrêmement minces sont transparents ; éclat subadamantin à submétallique, quelquefois brillant ; couleur noir brillant, parfois noir brunâtre en surface.

La **mossite** (FeMn) $(Nb,Ta)_2O_6$ est le terme niobifère de la série ; elle est très rare ; ses propriétés sont voisines de celles de la tapiolite.

Gisements. La tapiolite se rencontre dans les granites à pegmatites. De beaux échantillons proviennent d'Angara-Tazenakht (Maroc).

Anatase, TiO_2 - quadratique

L'anatase se présente habituellement en pyramides aiguës ou obtuses, en octaèdres quadratiques (bipyramides), plus rarement en prismes, tabulaires sur (001) ou allongés suivant l'axe quaternaire ; les cristaux sont souvent très déformés et dépassent très rarement 15 mm.

Propriétés. Dureté : 5½ à 6 ; densité : 3,90 ; indice de réfraction : 2,48 à 2,56. Transparente ; éclat adamantin ou adamantin métallique, quelquefois brillant ; couleur variée avec des nuances de brun jaunâtre et rougeâtre passant à l'indigo bleu et au noir ; également verdâtre, bleu-vert, lilas pâle, gris ardoise et, rarement, presque incolore. Les cristaux pyramidaux, montrant la réflexion totale, paraissent opaques. L'anatase est fragile, sa cassure est subconchoïdale et elle se clive parfaitement sur {001} et {011}.

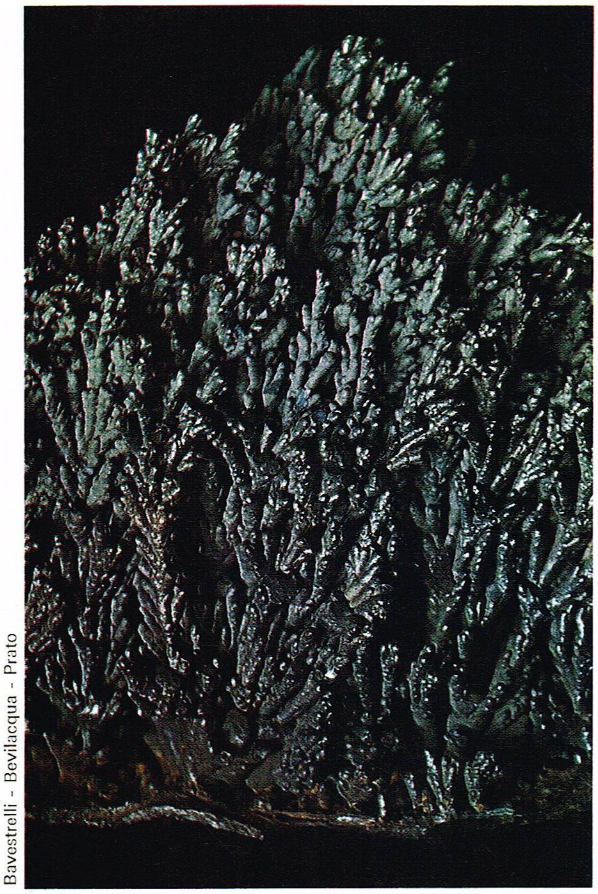
Gisements. Comme la brookite, ce minéral se rencontre typiquement dans des gisements de veines et de crevasses de type alpin, dans des gneiss et des schistes. Dans ces gisements alpins, l'anatase est associée au quartz, à la brookite, au rutile, à l'adulaire, à l'hématite, à la chlorite et à d'autres minéraux. Elle est également très répandue comme constituant mineur des roches ignées et métamorphiques, plus particulièrement celles dont le faciès est altéré. On la trouve dans les pegmatites et dans les granites. C'est un minéral détritique commun dans de nombreuses localités alpines ; les plus beaux cristaux se trouvent à Binn et à Alp Lercheltini. De gros cristaux pseudomorphosés ont été rencontrés à Tapira (Brésil).

Brookite, TiO_2 - orthorhombique

La brookite se présente uniquement sous forme de cristaux ; ceux-ci sont habituellement tabulaires sur (010) et allongés selon [001], parfois prismatiques selon (001), rarement pyramidaux ou pseudo-hexagonaux avec les faces (120) et (111) également développées.

Propriétés. Dureté : 5½ à 6 ; densité : 4,14 ; indices de réfraction : 2,6 et 2,7. Transparente en petits fragments (les variétés foncées étant transparentes uniquement sous faible épaisseur) ; éclat métallique adamantin à submétallique, brun à brun jaunâtre ou rougeâtre, ou encore brun foncé à noir de fer ; elle est fragile, sa cassure est subconchoïdale à inégale.

Gisements. La brookite se rencontre typiquement en fins cristaux dans les fentes des gneiss et des schistes de type alpin, associés à l'anatase, au sphène, à l'adulaire, au

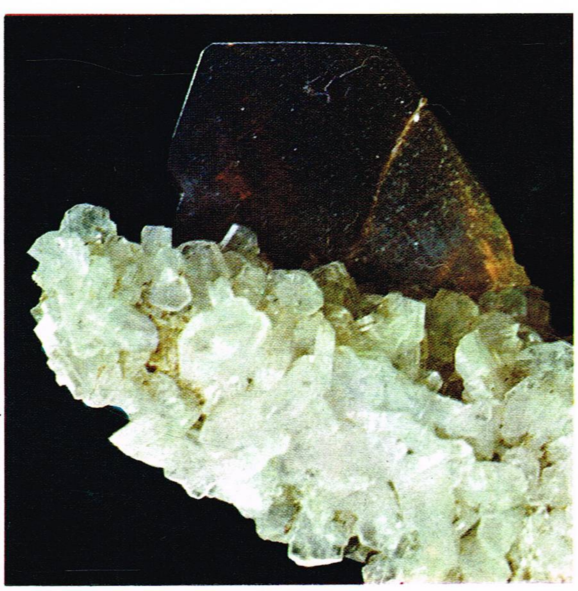


Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◄▲ *Ci-contre, croûte dendritique de* psilomélane *provenant du Cornwall (Londres, British Museum). Ci-dessus, cristal d'anatase en forme de bipyramide octaédrique (Le Bourg-d'Oisans, France)* [*musée d'Histoire naturelle de Milan*].



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◄ *Cristal de* brookite, *associé à de l'albite et provenant de Bristentock (Suisse)* [*Londres, British Museum*].

quartz, au rutile, à l'hématite, à l'albite, à la calcite et à la chlorite. C'est un minéral accessoire des gneiss, schistes et roches ignées et aussi un minéral détritique commun. On trouve de très beaux échantillons dans les filons alpins à Piz Aul dans les Grisons et au glacier de Kaldwasser au Simplon (Suisse) ; on peut également citer les échantillons de Magnet Cove (Arkansas), qui comptent parmi les plus gros connus et ceux de Tremadoc, Caernarvon (Grande-Bretagne).

Wolframite, (Fe,Mn)WO_4 - monoclinique

Les termes extrêmes de la série de la wolframite sont la *ferbérite,* qui est le pôle ferreux, et la *huebnérite,* qui est le pôle manganésifère. La wolframite se présente couramment sous la forme de cristaux prismatiques courts selon [001], moins fréquemment en prismes allongés et quelquefois en cristaux aplatis ou tabulaires; les trois directions sont parfois égales. Ces cristaux, habituellement striés selon (001), sont souvent réunis en groupes subparallèles. La wolframite se présente également en masses lamellaires ou grenues, rarement en intercroissances de cristaux aciculaires entremêlés. La huebnérite se présente le plus souvent en cristaux prismatiques à prismatiques allongés selon [001] ; la ferbérite se présente en prismes allongés selon [010], quelquefois aplatis sur (100), et parfois sous forme massive. Tous les membres de la série se maclent communément sur le plan (100) ; la wolframite et la ferbérite se maclent également sur le plan (023).

Propriétés. Dureté : 4 à 4 $\frac{1}{2}$; 7,12 pour la huebnérite à 7,51 pour la ferbérite (la dureté et la densité augmentent avec la teneur en fer) ; indices de réfraction : 2,26 à 2,42 pour la wolframite, plus élevés pour la huebnérite. La huebnérite est transparente, la ferbérite est presque opaque; éclat submétallique à adamantin métallique, un peu résineux pour la huebnérite, qui est brun jaunâtre à brun rougeâtre, rarement noir brunâtre; la wolframite est noir grisâtre à noir de fer et la ferbérite est noire. Ces minéraux se ternissent quelquefois en donnant des irisations; les membres les plus ferreux de la série sont très magnétiques; ils se clivent parfaitement sur (010) ; ils sont fragiles et leur cassure est inégale.

Gisements. Ces minéraux sont d'importants minerais de tungstène. Les principaux gisements se situent dans les grès, les veines riches en quartz ou les veines de pegmatites liées aux roches granitiques intrusives; la majorité des dépôts est d'origine pneumatolytique et se trouve dans les filons hydrothermaux de haute température associée à des sulfures variés, tels que la pyrrhotite, la pyrite, la chalcopyrite, ainsi qu'à la cassitérite, à la scheelite, au bismuth natif, etc. Les plus beaux échantillons de wolframite proviennent de Panasquera (Portugal), de Horni Slavkav dans le Schagenwald (Bohême), de Tong-Wha (Corée) et de Puy-les-Vignes (Haute-Vienne). De beaux cristaux de huebnérite ont été rencontrés à White Oaks Lincoln Co. (New Mexico), à Adamis Hod Bonita (Colorado), à Pelagatos et à Conchucos (Pérou), à Pia-Ouac, Cao-Bang (Nord Vietnam). Les plus belles ferbérites viennent de Kurasawa (Japon) et de Lovra de Cobra (Brésil).

Columbite, (Fe,Mn) $(Nb,Ta)_2O_6$ - orthorhombique

Les deux termes de cette série, la **niobite** et la **tantalite,** sont très recherchés comme minerais de tantale et niobium pour la fabrication d'aciers spéciaux. Les cristaux sont de faciès variés, prismatiques et courts selon [001] ou, moins fréquemment, selon [100] ou [010]. Ils sont parfois trapus, quelquefois tabulaires, minces sur (010) ou épais sur (100) et forment souvent des groupes parallèles ou subparallèles. La columbite est également massive; elle se macle communément sur le plan (201), généralement par contact, quelquefois par pénétration.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 $\frac{1}{2}$; densité : 5,20 pour le pôle niobite à 7,95 pour la tantalite; indices de réfraction : jusqu'à 2,45; biréfringence élevée. Transparente en fines lamelles; éclat submétallique noir de fer à noir brunâtre avec des réflexions internes brun rougeâtre (particulièrement pour les variétés manganifères). Elle se ternit très fréquemment en donnant des irisations. Les minéraux de cette série sont paramagnétiques, fragiles; leur cassure est subconchoïdale à inégale.

Gisements. La columbite se rencontre dans les roches granitiques et dans les pegmatites, associée au quartz, au feldspath, au mica, à la tourmaline, au béryl, au spodumène, à la cassitérite, etc. On la trouve également comme minéral détritique, quelquefois en grande quantité. Ampangabe (Madagascar), Middletown dans le Connecticut et Greenwood dans le Maine (États-Unis), Rade Ostfold (Norvège), Larmant-Saint-Sylvestre et Chabannes en Haute-Vienne comptent parmi les localités d'où proviennent les plus jolis cristaux. De beaux exemplaires de tantalite se trouvent aussi à Chabannes ainsi qu'au Minas Gerais (Brésil). La *manganoniobite* (variété manganifère de la niobite) a été trouvée en beaux cristaux à la Mine Catharina, à Pala (Californie).

Euxénite, (Y,Ce,U,Pb,Ca)$(Nb,Ta,Ti)_2(O,OH)_6$ - orthorhombique

L'euxénite forme une série avec le *polycrase* de formule (Y,Ce,Ca,U,Th) $(Ti,Nb,Ta)_2$ $(O,OH)_2$; les minéraux de cette série se présentent en gros cristaux allongés selon [001] et quelquefois aplatis selon (010) [polycrase]. Les faces des cristaux sont striées parallèlement à leur intersection avec le plan (010). Les cristaux sont souvent disposés en agrégats parallèles ou subparallèles, légèrement radiés. L'euxénite peut être massive; elle se macle sur {201}.

Propriétés. Dureté : 5 $\frac{1}{2}$ à 6 $\frac{1}{2}$; densité : 5 (elle décroît avec l'altération et augmente après chauffage du cristal) ; indice de réfraction : 2,24. Les fragments minces sont transparents; éclat souvent brillant, submétallique, et quelquefois gras ou vitreux, noir avec de temps à autre une nuance brunâtre ou verdâtre. La cassure est conchoïdale à subconchoïdale.

Gisements. On trouve l'euxénite principalement dans les granites à pegmatites, quelquefois en grande quantité, associée à la biotite, la muscovite, l'ilménite, la monazite, la xénotine, le zircon, le béryl, la magnétite, le grenat, l'allanite, la gadolinite, et moins fréquemment à la thorite, l'uraninite, la bétafite, et la columbite. C'est également un minéral détritique des roches granitiques. Dans de nombreuses localités de Madagascar, telles que Beronono Mondridano, Betsiboka, mont Vohambohitra et Soavinandriana, les pegmatites riches en potasse fournissent de très beaux échantillons. De beaux cristaux proviennent aussi de la mine de Bomba au Minas Gerais (Brésil).

Samarskite, (Y,U,Ca)$(Nb,Fe)_2(O,OH)_6$ - orthorhombique

Les cristaux sont des prismes courts selon [001], à section transversale rectangulaire; ils sont parfois tabulaires et très souvent déformés; la samarskite est souvent massive mais dans ce cas elle est difficilement identifiable.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 5,69; indice de réfraction : 2,20. Les fragments minces sont transparents; éclat vitreux à résineux sur les cassures, quelquefois submétallique et brillant; les cristaux sont souvent ternes extérieurement. Couleur noir velouté, avec quelquefois des nuances brunâtres, souvent brunes ou brun jaunâtre extérieurement à cause de l'altération. Elle est fragile; sa cassure est conchoïdale; elle est radio-active.

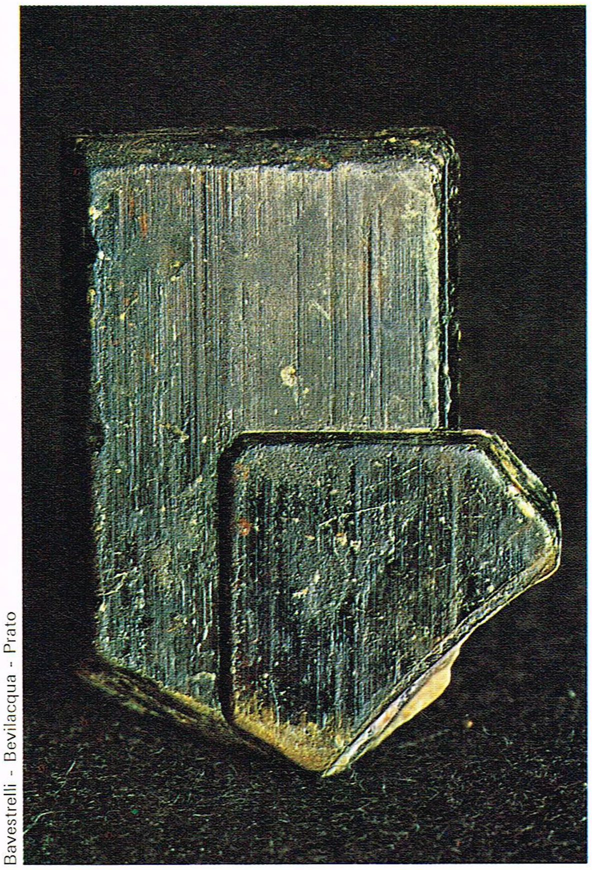
Gisements. On la trouve dans les pegmatites riches en potasse de Madagascar, étroitement associée à la columbite; le principal gisement est celui d'Ahi Tromby. De beaux échantillons proviennent de Stripaesen, Norberg (Suède).

Priorite, (Y,Ce,Th,Ca,Na,U) $(Ti,Nb,Ta)_2O_6$ - orthorhombique

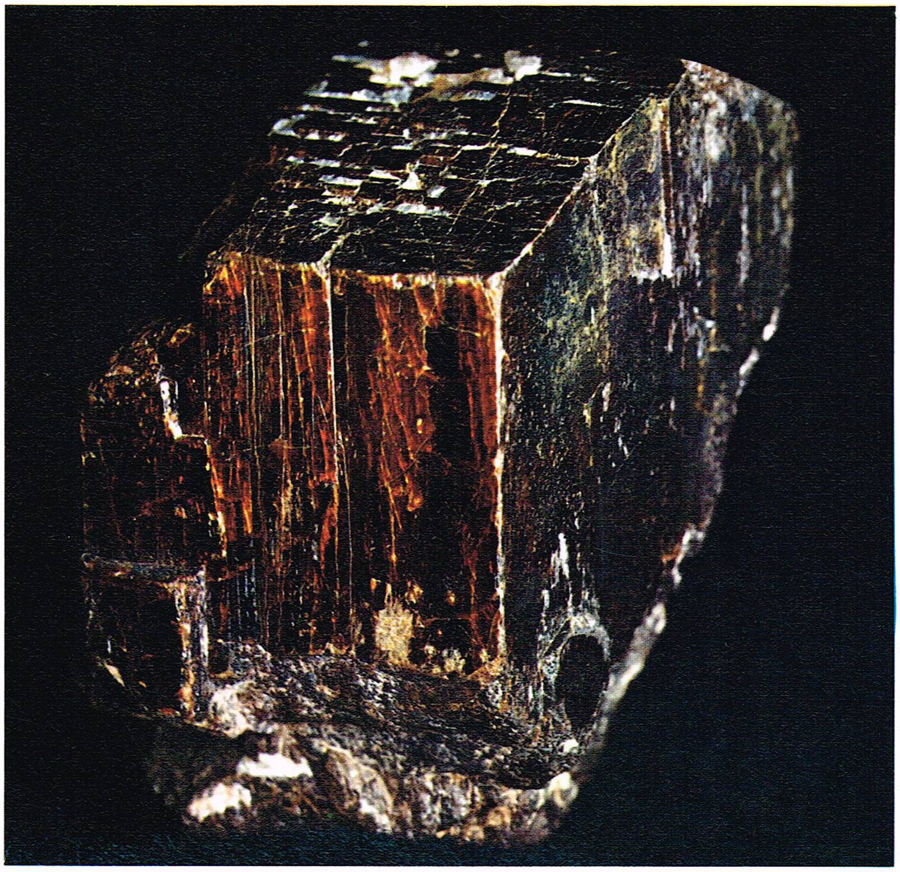
La priorite forme une série avec l'*æschynite* de formule (Ce,Th,Ca, ...) [(Ti, Nb, $Ta)_2O_6$]. Les cristaux sont prismatiques à prismatiques courts selon [001], quelquefois tabulaires sur (010), et striés selon [100] sur (010) ; quelquefois en grands cristaux, la priorite peut également être massive.

Propriétés. Dureté : 5 à 6 ; densité : 5,19 pour l'æschynite et 4,15 pour la priorite; indices de réfraction : 2,25 pour l'æschynite et 2,14 pour la priorite. Éclat submétallique à résineux et même cireux, quelquefois brillant; couleur noire à brune ou jaune de nuances variées. Elle est fragile, sa cassure est conchoïdale. Elle est radio-active.

Gisements. L'æschynite se rencontre dans les syénites néphéliniques avec du feldspath, du zircon et de la samarskite. La priorite se trouve dans les granites à pegmatite, associée à l'euxénite, au zircon, à la monazite, au xénotime, à l'allanite, et à d'autres minéraux de terres rares.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche, cristaux de* stibiotantalite *provenant de Mesa Grande (Californie) [Londres, British Museum]. A droite, cristal de* manganotantalite *provenant de Miniera Morrua (Mozambique) [Londres, British Museum].*

De beaux cristaux de priorite proviennent d'Ambahitromby (Madagascar).

Polymignite, (Ce,La,Y,Th,Mn,Ca) $(Ti,Zr,Nb,Ta)_2O_6$ - orthorhombique

La polymignite se présente en cristaux prismatiques, allongés selon [001] et striés selon [001].

Propriétés. Dureté : 6 ½; densité : 4,77; indice de réfraction : 2,22. Les fragments très minces sont transparents; éclat submétallique à métallique brillant noir; cassure conchoïdale.

Gisements. Ce minéral se trouve habituellement dans les granites à pegmatites; de beaux échantillons proviennent de Stavern Vesthold (Norvège).

Brannérite, (U,Ca,Th,Y) $(Ti,Fe)_2O_6$ - monoclinique

Ce minéral se rencontre en galets détritiques arrondis ou en cristaux prismatiques.

Propriétés. Dureté : 4 ½; densité : 4,5 à 5,4; indices de réfraction : 2,26 à 2,30; les très fins fragments sont transparents; couleur noire et jaune brunâtre extérieurement quand elle est altérée. La cassure est conchoïdale. La brannérite est radio-active.

Gisements. Les principaux gisements sont Cena de Fuente, Obejuna Cordoba (Espagne) et Crockerswell (Australie).

Fergusonite, $YNbO_4$ - quadratique

Les cristaux sont prismatiques selon [001] à pyramidaux, avec quelquefois la face (001) bien développée. On trouve également la fergusonite en masses irrégulières et en grains.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6 ½; densité : 5,6 à 5,8; indice de réfraction : 2,10. Les fragments minces sont transparents; éclat gras mais vitreux et brillant sur les cassures et même submétallique; couleur externe grise, jaune ou brune à cause de l'altération mais les surfaces de cassure sont noir brunâtre ou velouté; elle est fragile et sa cassure est conchoïdale.

Gisements. On la rencontre dans les pegmatites granitiques et particulièrement dans celles riches en terres rares, Nb, Ta et Be. De beaux échantillons viennent de Helle Arendal (Norvège) et de Tsaratanana (Madagascar).

Stibiotantalite, Sb $(Ta,Nb)O_4$ - orthorhombique
Stibiocolumbite, Sb $(Nb,Ta)O_4$ - orthorhombique

Les cristaux de cette série sont prismatiques, allongés selon [001]. Les faces (010) et (110) sont striées parallèlement à (001).

Propriétés. Dureté : 5 ½; densité : 7,34 à 5,98, décroissant avec la teneur en Nb; indices de réfraction : 2,37 à 2,45, augmentant avec la teneur en Nb. Transparente; éclat résineux à adamantin, brun foncé à brun jaunâtre lumineux; mais aussi jaune rougeâtre, brun rougeâtre et jaune verdâtre. Fragiles, leur cassure est subconchoïdale à grenue.

Gisements. On a trouvé de beaux cristaux de stibiotantalite, mais surtout de stibiocolumbite à Mesa Grande, dans la région de San Diego (Californie), dans les pegmatites, associés à du béryl rose, de la lépidolite, de la tourmaline rose et, rarement, à de la cassitérite.

Bismutotantalite, $Bi(TaNb)O_4$ - orthorhombique

La bismutotantalite se présente en gros cristaux prismatiques allongés selon [001] et souvent irréguliers.

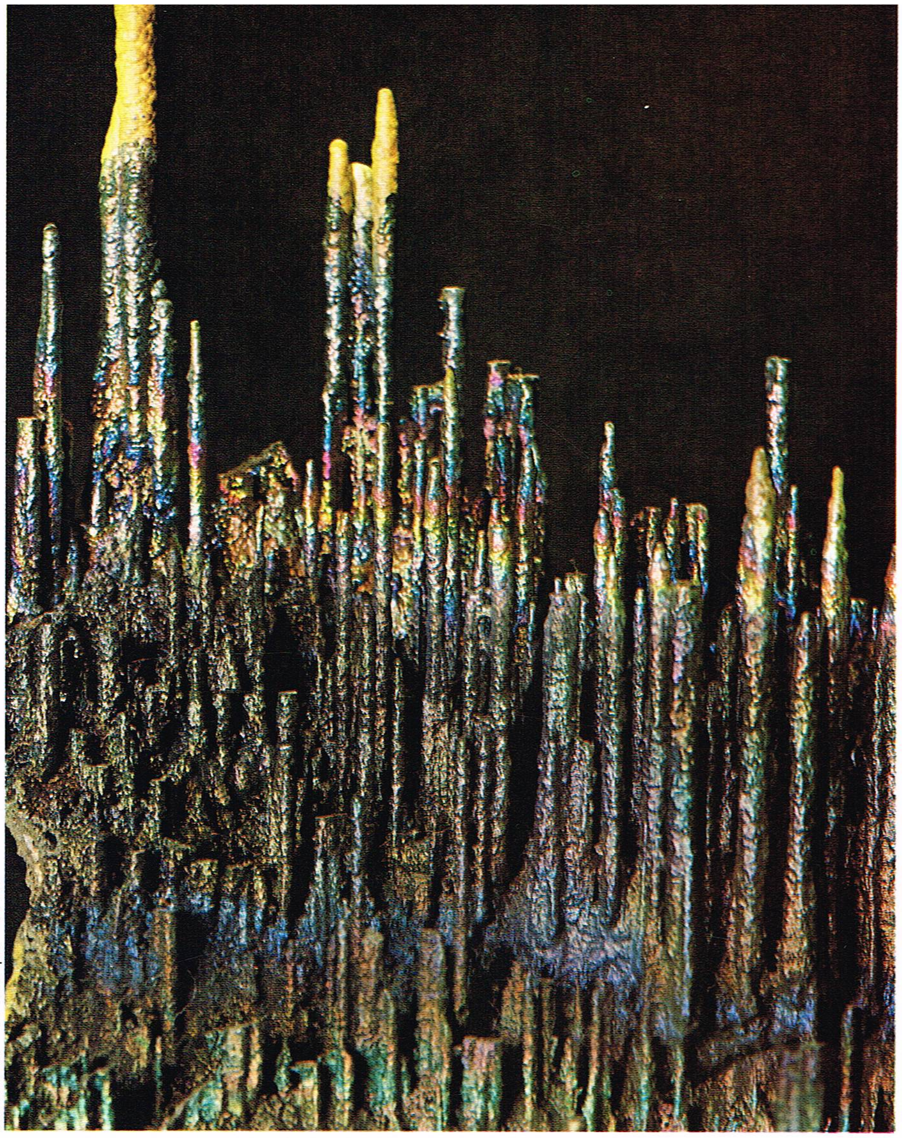
Propriétés. Dureté : 5; densité : 8,26; indices de réfraction très élevés. Les fragments très minces sont transparents; éclat adamantin noir de poix. La bismutotantalite est parfois altérée superficiellement et devient alors jaune rosâtre terne. Sa cassure est conchoïdale.

Gisements. On la rencontre principalement dans les pegmatites, associée à de la tourmaline noire, à de la cassitérite en petite quantité, ainsi qu'à de grandes plaques de muscovite de couleur chamois à Gamba Hill (sud-ouest de l'Ouganda). Il y a également de beaux échantillons à Tsaratanana (Madagascar).

Baddeleyite, ZrO_2 - monoclinique

Les cristaux sont habituellement aplatis selon [100] et prismatiques plus ou moins allongés selon [001]; ils peuvent être également tabulaires sur (100) et quelquefois allongés selon [010]. Les faces (100) et celles du prisme sont striées selon [001]. La baddeleyite se présente quelquefois en masses botryoïdales.

Propriétés. Dureté : 6 ½; densité : 5,4 à 6,02; indices de réfraction : 2,13 à 2,20; biréfringence faible. Transparente; les échantillons très colorés ne sont transparents qu'en



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ **Goethite** *stalactiforme provenant de Rossbach (Nassau). Ce minéral est l'un des oxydes ferriques les plus répandus.*

fragments très minces. Éclat gras à vitreux, presque submétallique lorsque les cristaux sont noirs. La couleur varie de l'incolore au noir de fer.

Gisements. Ce minéral accessoire se trouve dans des roches à magnétite et pyroxénite ainsi que dans la zone de contact de ces roches avec le marbre de Jacupiranga, São Paulo (Brésil), associé à l'ilménite, l'apatite, la magnétite et la pérowskite. Également au Brésil, on trouve la baddeleyite en masses radiées fibreuses et en cailloux roulés dans la syénite à augite de la région de Serra Caldas, au Minas Gerais, ainsi que dans les sables diamantifères du Rio Verdinho, un affluent du Rio Parana (Matto Grosso).

Thorianite, ThO_2 - cubique

Les cristaux sont cubiques et présentent des arêtes plus ou moins arrondies.

Propriétés. Dureté : 6 $\frac{1}{2}$; densité : 9,7 (la densité et la dureté décroissent quand la thorianite s'altère) ; indice de réfraction : environ 2,20. Les fragments très minces sont transparents ; éclat corné à submétallique, gris foncé à noir brunâtre et même noir. La thorianite se macle souvent sur {111} par pénétration. Fragile, sa cassure est inégale à subconchoïdale. Elle est radioactive.

Gisements. On trouve de la thorianite associée à la phlogopite, au diopside et au spinelle à Ambindrandakemba et à Besakoa Esiva (Madagascar).

Uraninite, ou pechblende, UO_2 - cubique

Ce minéral radio-actif se présente en cristaux octaédriques, cubo-octaédriques, cubiques, et moins communément, dodécaédriques. L'uraninite est également massive, dense, botryoïdale ou réniforme. Les cristaux se réunissent parfois en agrégats d'aspect dendritique.

Propriétés. Dureté : 5 à 6 ; densité : 10,95 (elle décroît avec l'augmentation de l'oxydation de U^4 en U^6). Généralement opaque (les fragments très minces sont transparents) ; éclat submétallique à gras et terne, noir d'acier à velouté et noir brunâtre, grisâtre ou verdâtre. Fragile, sa cassure est inégale à conchoïdale.

Gisements. Minéral des pegmatites granitiques et des filons hydrothermaux, associé à des minéraux de nickel-cobalt-argent, la « pechblende » est le principal minerai d'uranium. Les meilleurs cristaux cubiques viennent d'Espagne et du Katanga ; le faciès pechblende est classique par la mine de Jachimov (Tchécoslovaquie).

Sassolite, $B(OH)_3$ - triclinique

Les cristaux sont tabulaires sur (001) et d'aspect pseudo-hexagonal, ou, rarement, en aiguilles allongées selon [001] ; ils se présentent aussi en petites écailles. La sassolite forme également des encroûtements.

Propriétés. Dureté : 1 ; densité : 1,48 ; indice de réfraction : 1,34 à 1,46. Transparente ; éclat perlé blanc à gris, quelquefois teinté de jaune ou de brun par l'inclusion de sulfure ou de limonite. Elle se macle communément par rapport à l'axe [001] et se clive parfaitement sur {001}.

Gisements. Ce minéral se trouve particulièrement dans les eaux des lagons de Toscane. Il est formé lors du passage des vapeurs (surtout d'acide borique) à travers l'eau et se dépose après l'évaporation de la solution. La localité où se trouvent les plus beaux échantillons est Larderello (Toscane).

Gibbsite, $\gamma Al(OH)_3$ - monoclinique

Les cristaux sont habituellement tabulaires sur (001), avec les formes {100} et {110} bien développées leur donnant un aspect pseudo-hexagonal. La gibbsite peut se présenter aussi en concrétions sphéroïdales, en petites masses mamelonnées ou en encroûtements avec une surface lisse et une structure faiblement fibreuse ; elle peut également être terreuse et compacte.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$ à 3 $\frac{1}{2}$; densité : 2,4 ; indices de réfraction : 1,57 à 1,59. Transparente ; éclat vitreux et perlé sur les faces de clivage ; couleur blanche, blanc grisâtre, verdâtre ou rougeâtre. Elle se macle très communément par rapport à l'axe [130] et se clive sur {001}.

Gisements. C'est un minéral secondaire, résultant typiquement de l'altération des minéraux d'aluminium, que l'on rencontre dans les gisements de bauxite ainsi que dans les latérites. C'est également un minéral des filons hydrothermaux de basse température et des cavités des roches ignées ou alcalines. Les plus belles gibbsites viennent du Minas Gerais et de Lagôa Doguamba Ouro Preto (Brésil).

Brucite, $Mg(OH)_2$ - hexagonal

Les cristaux sont habituellement assez grands et tabulaires sur (0001), souvent réunis en agrégats subparallèles ; la variété manganésifère est quelquefois aciculaire selon [0001]. Elle est très souvent massive, feuilletée, fibreuse ou finement grenue.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$; densité : 2,39 ; indices de réfraction : np = 1,56, ng = 1,60. Transparente, éclat vitreux à cireux et perlé sur les faces de clivage ; couleur blanche inclinant au vert pâle, au gris ou au bleu ; les variétés manganésifères sont jaune miel à rouge-brun ou brunâtres. Sectile, elle se clive parfaitement sur (0001).

Gisements. La brucite se rencontre typiquement dans les filons hydrothermaux de basse température, dans de la serpentine et des schistes chloriteux ; on la trouve aussi dans les calcaires cristallins comme produit d'altération du périclase. Elle est souvent associée à la calcite, l'aragonite, l'hydromagnésite, l'artinite, la brugnatellite, au talc, à la magnésite et la deweylite. Il y a de très beaux échantillons à la mine de Tilly Foster (État de New York) et au Texas.

Pyrochroïte, $Mn(OH)_2$ - hexagonal

Les cristaux sont tabulaires sur (0001), moins couramment rhomboédriques avec les faces $(10\bar{1}2)$ ou $(10\bar{1}1)$ bien développées, ou rarement prismatiques selon [0001]. Habituellement, la pyrochroïte se présente en masses feuilletées.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$; densité : 3,25 ; indice de réfraction : np = 1,68, ng = 1,72. Transparente, mais devenant opaque quand elle s'altère ; éclat perlé sur les faces de clivage. Incolore quand elle est fraîche à verdâtre ou bleuâtre, mais devient rapidement brun bronze puis noire quand elle est exposée à la lumière. Elle se clive parfaitement sur (0001).

Gisements. La pyrochroïte est essentiellement un minéral hydrothermal de basse température. Elle est

généralement associée à la hausmannite, la rhodochrosite, la calcite et la dolomite. On trouve de beaux cristaux à Pajsberg (Suède).

Diaspore, α Al O OH - orthorhombique

Les cristaux sont habituellement minces, aplatis sur (010) et allongés selon [001], quelquefois aciculaires et rarement tabulaires. Les faces (010), (001) et (0$\bar{1}$2) sont striées. Le diaspore est souvent massif, feuilleté.

Propriétés. Dureté : 6 ½ ; densité : 3,3 à 3,5 ; indices de réfraction : np = 1,70, ng = 1,75. Transparent, éclat vitreux brillant et perlé sur les faces de clivage. Le diaspore peut être blanc, blanc grisâtre, incolore mais aussi gris verdâtre, brun jaunâtre, lilas, rose, quelquefois bleu-violet dans une direction, rougeâtre dans une autre et vert pâle dans une troisième. Les variétés manganésifères sont rose-rouge à rouge foncé. Il se clive parfaitement sur (010).

Gisements. Minéral d'altération des roches alumineuses, il est répandu dans les bauxites provenant des calcaires. Les plus beaux échantillons de diaspore ont été trouvés en U.R.S.S. à Sverdlovsk et à Gornochitzkaya, en République centrafricaine et en Uruguay dans la Cerro Redondo.

Goethite, α Fe O OH - orthorhombique

La goethite se présente en cristaux prismatiques allongés et striés selon (001) ; ceux-ci sont aplatis en écailles sur (010). La goethite forme des agrégats veloutés de cristaux capillaires souvent radiés. Elle est habituellement massive, réniforme, botryoïdale ou stalactiforme avec une structure interne concentrique ou fibroradiée. Elle est aussi souvent terreuse, ce qui est dû à la présence d'impuretés (argile, sable) ou en nodules concrétionnés, compacts ou fibreux, quelquefois pisolitiques ou oolitiques.

Propriétés. Dureté : 5 à 5 ½ ; densité : 3,3 à 4,3 ; indices de réfraction : np = 2,26, ng = 2,40. Transparente sous faible épaisseur ; l'éclat des cristaux est imparfaitement adamantin, métallique (quelquefois terne) et souvent soyeux pour les variétés fibreuses ; les cristaux sont brun noirâtre et les variétés massives sont brun jaunâtre ou rougeâtre. La goethite se clive parfaitement sur (010) ; elle est fragile et sa cassure est inégale.

Gisements. La goethite est un des minéraux les plus communs et, après l'hématite, l'oxyde ferrique le plus répandu. Elle est formée typiquement dans des conditions oxydantes à température et pression ordinaires, comme produit d'altération des minéraux tels que la sidérite, la pyrite, la magnétite et la glauconite. C'est également un précipité inorganique et biogénétique direct des eaux marines ou météoritiques. Elle forme avec la limonite la partie supérieure altérée des filons de sulfure. Elle est souvent associée à l'hématite, au psilomélane, à la pyrolusite, la manganite, la calcite, au quartz, à la lépidocrocite, aux minéraux argileux et à la limonite. On trouve de beaux échantillons à Florissant (Colorado), à la mine de Restormel (Cornouailles) et à Ouro-Preto, Minas Gerais (Brésil).

Manganite, α Mn O OH - monoclinique

La manganite se présente en cristaux prismatiques plus ou moins allongés et striés selon [001] ; ces cristaux sont souvent terminés par la forme {001} et groupés en faisceaux très nettement subparallèles à (001). La manganite est parfois grossièrement fibreuse et rarement grenue.

Propriétés. Dureté : 4 ; densité : 4,33 ; indices de réfraction : np = 2,25, ng = 2,53. Seuls les fragments minces sont transparents ; l'éclat submétallique est gris d'acier à noir de fer. La manganite se clive parfaitement sur (010) ; elle est fragile et sa cassure est inégale.

Gisements. C'est un minéral hydrothermal de basse température associé à la pyrolusite, la goethite, au psilomélane, à la baryte et la limonite. Les plus beaux cristaux viennent d'Ilfeld (Harz).

Bauxite (minerai d'aluminium)

Ce nom fut donné à un oxyde d'aluminium hydraté de composition supposée $Al_2O_32H_2O$ et trouvé aux Baux, près de Saint-Rémy (Bouches-du-Rhône). En réalité, la bauxite est formée d'un mélange de nombreux minéraux différents, donnant une roche massive dont l'analyse approche de la formule citée ci-dessus. Cependant, il n'existe pas un minéral naturel ou artificiel ayant cette formule. Le nom de bauxite est donc utilisé pour désigner les roches riches en oxyde d'aluminium hydraté. Les principaux constituants sont la gibbsite, la bœhmite et le diaspore. Lorsque la teneur en oxyde de fer hydraté augmente, la bauxite se classe parmi les latérites.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

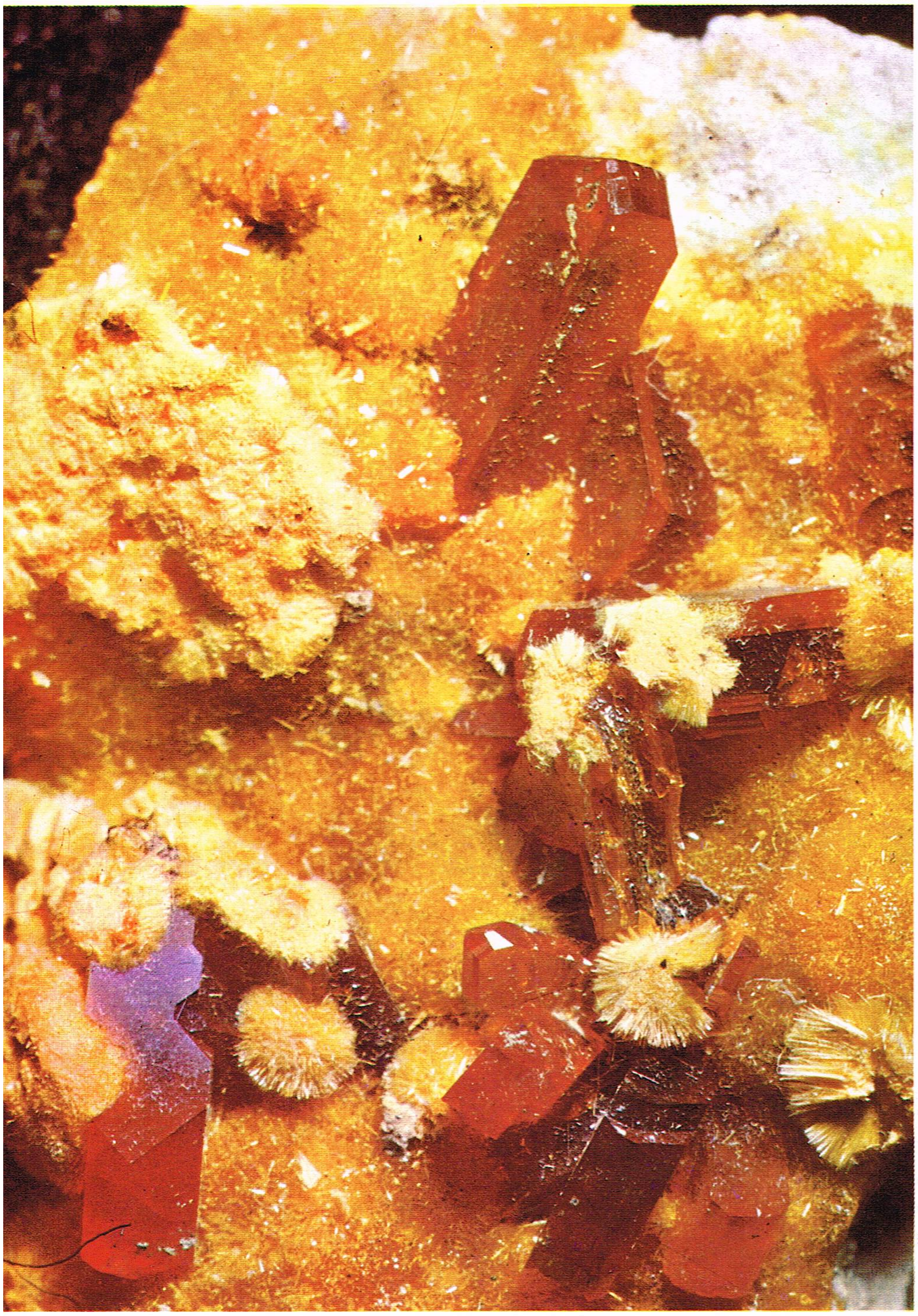
▲ *Un agrégat de cristaux de manganite provenant d'Ilfeld (Harz)* [*Londres, British Museum*].

Limonite, formule supposée : $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$

Les recherches aux rayons X et autres méthodes ont montré que la majorité du matériel actuellement classé comme limonite était de la goethite cryptocristalline avec de l'eau absorbée ou capillaire. La limonite se présente sous forme botryoïdale mamelonnée, terreuse, poreuse, floconneuse. Elle est habituellement sans structure interne et vitreuse.

Propriétés. Dureté variable, le plus généralement comprise entre 4 et 5 ½ ; densité : 2,7 à 4,3 ; indices de réfraction : environ 2,00 à 2,10. La limonite n'est transparente que sous faible épaisseur ; l'éclat est vitreux à terne et sa couleur est brune à brun foncé ou noir brunâtre ; quand elle est terreuse, elle est brun terne, jaune brunâtre, jaune ocre, brun rougeâtre ou brun-orangé ; la forme botryoïdale présente occasionnellement des irisations.

Gisements. La limonite est un minéral secondaire formé dans des conditions oxydantes à température et à pression ordinaires. Elle peut se former sur place par oxydation directe d'autres minéraux de fer, ou comme précipité inorganique ou biologique dans les marécages et les gisements lacustres ou marins. Elle constitue, en partie avec la goethite, la zone supérieure de nombreux filons métalliques. La limonite se trouve toujours intimement associée à la goethite et est souvent associée à l'hématite et aux minerais secondaires de manganèse. On rencontre de beaux échantillons de limonite dans de nombreuses localités telles que Berezovskij Sverdlovskaïa (U.R.S.S.), Uttenberg en Carinthie (Autriche), Quiro Lima (Pérou), Nova Scotia (Canada), Schrotteberg, Nassau Siegen (Allemagne fédérale), Rio Marina dans l'île d'Elbe (Italie), et Vic Dessos (Ariège).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ **Billiétite** *associée à de l'uranotile : un oxyde radioactif. Shinkolowe (Zaïre) [Londres, British Museum].*

Thorotungstite, $WO_2(OH)_2H_2O$ - monoclinique

Ce rare minéral se présente le plus souvent en encroûtements et en minuscules cristaux allongés et plats.

Propriétés. Densité : 5 ½ ; indices de réfraction supérieurs à 1,74 et biréfringence élevée. Couleur jaune.

Gisements. C'est un produit d'altération de la wolframite ou de la scheelite ; elle est trouvée dans les gisements alluvionnaires de cassitérite à Pulai, dans le district de Kenta, et à Perak (Malaisie).

Hétérogénite, Co O OH - rhomboédrique

L'hétérogénite est un minéral mal défini et colloïdal, contenant de l'eau capillaire ou d'adsorption et des impuretés. Elle se présente en masses réniformes ou en globules.

Propriétés. Dureté : 3 à 4 ; densité : 3,44. Éclat terne à vitreux, noir ou brun rougeâtre à noirâtre. Sa cassure est conchoïdale.

Gisements. C'est souvent un produit d'altération. On en trouve de belles masses à Shinkolobwe, au Katanga.

Chalcophanite, $ZnMn_3O_73H_2O$ - triclinique

Les cristaux sont généralement petits et tabulaires, d'aspect souvent octaédrique. Ils sont communément dans les druses ou en encroûtements stalactitiques. La chalcophanite se présente aussi sous forme massive, dense, grenue ou en fibres aplaties.

Propriétés. Dureté : 2 ½ ; densité : 4,00 ; indices de réfraction : voisins de 2,72. Les fragments très minces sont transparents. L'éclat est métallique, bleuâtre à noir de fer. La chalcophanite se clive parfaitement ; ses fragments plats et minces sont flexibles.

Gisements. Ce minéral secondaire se trouve en association avec les oxydes hydratés de manganèse et de fer. De beaux cristaux viennent d'Ojuela, Durango (Mexique).

Quensélite, PbOMn O OH - monoclinique

Les cristaux sont tabulaires sur (010), légèrement allongés selon [001] ou [100], et striés sur (011), parallèlement à (100).

Propriétés. Dureté : 2 ½ ; densité : 6,84 ; indices de réfraction : voisins de 2,30. Opaque ; éclat métallique à adamantin, noir de poix. La quensélite se clive parfaitement sur (001). Ses lamelles fines sont flexibles.

Gisements. On a trouvé ce minéral à Langban (Suède), associé à la calcite et la baryte dans des crevasses recoupant un minerai d'hausmannite, d'hématite et de braunite.

Vanoxite, $2V_2O_4V_2O_58H_2O$ - orthorhombique

Les cristaux sont microscopiques avec, quelquefois, une section rhomboédrique. La vanoxite est parfois massive.

Propriétés. Opaque et de couleur noire ; ses fragments extrêmement minces transmettent une couleur brunâtre.

Gisements. On trouve la vanoxite à Paradox Valley (Colorado), où elle forme le ciment d'un grès ainsi que des encroûtements.

Becquerélite, $6(UO_2)(OH)_2$-$Ca(OH)_2 \cdot 4H_2O$ - orthorhombique

Ce minéral, rare, se présente en petites masses, ou en cristaux tabulaires sur (001) ou allongés selon [010] ; les faces (010) sont striées suivant (100) et les faces (101) sont striées suivant (010).

Propriétés. Dureté : 2 à 3 ; densité : 5,2 ; indices de réfraction : 1,73 à 1,83 ; biréfringence moyenne. Transparente ; éclat adamantin à gras et de couleur jaune brunâtre à ambre ; elle se clive parfaitement sur (001) et sur (101) ; les macles polysynthétiques sur (110) donnent des agrégats pseudo-hexagonaux.

Gisements. Les meilleurs cristaux viennent des zones d'oxydation des gisements uranifères du haut Katanga.

Billiétite, $6(UO_2)(OH)_2$ - $Ba(OH)_2 \cdot 4H_2O$ - orthorhombique

Ce minéral d'uranium est rare ; il a des propriétés et un aspect voisins de ceux de la becquerélite. Les meilleurs échantillons proviennent de Margnac (Haute-Vienne) et du haut Katanga.

Fourmariérite, $8(UO_2)_2(OH)_2$ - $2Pb(OH)_2 \cdot 4H_2O$ - orthorhombique

Les cristaux, toujours très petits, sont habituellement tabulaires sur (001) et allongés selon [010] ; la forme {001} est striée selon [010].

Propriétés. Dureté : 3 à 4 ; densité : 6,05 ; indices de réfraction : 1,85 à 1,94 ; biréfringence faible. Transparente ; éclat adamantin rouge à rouge d'or, parfois brun. La fourmariérite se clive parfaitement sur (001).

Gisements. Ce minéral secondaire est trouvé en association avec la torbernite, la kasolite et la curite, comme produit d'altération de l'uraninite à Kasolo (Katanga).

Vandenbrandéite, $(UO_2)(OH)_2$ - $Cu(OH)_2$ - triclinique

Les cristaux sont généralement petits, aplatis sur (001) et souvent regroupés en agrégats parallèles. La vandenbrandéite est parfois massive.

Propriétés. Dureté : 4 ; densité : 5,03 ; indices de réfraction : 1,76 à 1,80, biréfringence faible. Elle est transpa-



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ ***Cristaux de* smithsonite *provenant de Berg Aukas, Grootfontein (Afrique du Sud)* [*Londres, British Museum*].**

rente lorsqu'elle est en petites paillettes; la couleur est vert foncé à presque noire; elle se clive parfaitement sur (001).

Gisements. Ce minéral secondaire a été trouvé à Kalongwe (Katanga), associé à la kasolite, la sklodowskite, la malachite, la goethite, la chalcocite, la chalcopyrite et la pechblende.

Curite, $3PbO\text{-}8UO_3\text{-}4H_2O$ - orthorhombique

La curite, dont le nom a été donné en l'honneur de Pierre Curie (1859-1906), se présente en cristaux prismatiques allongés et striés selon (001). Habituellement, elle est massive compacte, terreuse ou saccharoïde et également en agrégats de fines aiguilles.

Propriétés. Dureté : 4 à 5; densité : 7,26; indices de réfraction : 2,06 à 2,15; biréfringence très faible. Les cristaux fins sont transparents; éclat adamantin rouge-orangé.

Gisements. Ce minéral se rencontre le plus souvent comme produit d'oxydation de l'uraninite et associé à des minéraux, tels que la torbernite, la soddyite, la sklodowskite, la fourmariérite et d'autres minéraux secondaires d'uranium. On trouve de beaux échantillons à Shinkolobwe (Katanga).

Guilleminite, $Ba[(UO_2)_3(OH)_4(SeO_3)_2] \cdot 3H_2O$) - orthorhombique

En enduits pulvérulents ou en tout petits cristaux, ce minéral rare a été trouvé à Musonoï (Katanga).

Schwartzembergite, $Pb_3\ Cl_2|O|OH|IO_3$ - orthorhombique pseudoquadratique

Les cristaux sont pyramidaux aplatis et arrondis. Ce minéral peut aussi être massif ou en encroûtements compacts à terreux.

Propriétés. Dureté : 2 à $2\frac{1}{2}$; densité : 7,39; indices de réfraction : 2,25 à 2,36; biréfringence faible. Éclat adamantin jaune miel à brun rougeâtre, jaune paille ou jaune citron.

Gisements. On trouve de beaux cristaux à la mine de San Raphael, Serra Gorda (Chili), associés à la percylite, à la paralaurionite et au gypse.

Carbonates

Magnésite, $MgCO_3$ - rhomboédrique

La magnésite est habituellement massive, grossièrement à finement grenue ou très compacte et ressemblant à de la porcelaine; elle est aussi terreuse ou quelquefois crayeuse, lamellaire à grossièrement fibreuse. Les cristaux bien formés sont rares; ils sont généralement en rhomboèdres très plats ou plus rarement prismatiques selon [0001], ou encore scalénoédriques.

Propriétés. Dureté : $3\frac{3}{4}$ à $4\frac{1}{4}$; densité : 3,00; indices de réfraction : 1,509 et 1,700; biréfringence élevée. Transparente à translucide; éclat vitreux, incolore quand les cristaux sont purs; elle peut aussi être blanche, blanc grisâtre, jaunâtre à brune; elle se clive parfaitement sur $(10\bar{1}1)$; elle montre quelquefois une fluorescence et une phosphorescence verdâtre ou bleuâtre; dans les radiations ultraviolettes, elle est triboluminescente.

Gisements. Les gisements de magnésite sont variés. Elle peut se former par altération des roches riches en magnésium (serpentine, péridotite, dunite). On la trouve également en lits cristallins associés au talc, à la chlorite et aux micaschistes d'origine métamorphique, comme remplacement de la calcite des roches par des solutions contenant du magnésium. La dolomite peut former aussi des gisements sédimentaires. De très beaux échantillons proviennent du mont Greiner au Tyrol (Autriche), du Djebel Hadifa (Tunisie) et de Bom Jesus das Meiras (Brésil).

La **mésitite** est une variété intermédiaire entre la magnésite et la sidérite (du fer se substituant au magnésium). Les minéraux sont habituellement blanc jaunâtre à brunâtres, rarement noirs. On trouve de beaux groupes de cristaux de mésitite à Vizille (Isère) et à Traversella dans le Piémont (Italie).

Smithsonite, $ZnCO_3$ - rhomboédrique

Les cristaux bien cristallisés de plus de 2 cm sont rares; ils sont habituellement de forme rhomboédrique $\{10\bar{1}1\}$ ou scalénoédrique. Ordinairement, la smithsonite est botryoïdale, réniforme ou stalactiforme; elle est aussi grossièrement grenue à massive, compacte ou terreuse et friable.

Propriétés. Dureté : 4 à $4\frac{1}{2}$; densité : 4,43; indices de réfraction : 1,62 à 1,85; biréfringence élevée. Rarement transparente, habituellement translucide; éclat vitreux, quelquefois perlé sur les faces des cristaux. La couleur est variée, souvent blanc grisâtre à gris-noir, blanc verdâtre ou brunâtre; elle peut aussi être vert pomme, vert bleuâtre, bleue, grise, bleuâtre, rose, rouge, jaune, brune, blanche et très rarement incolore. La smithsonite est fragile; sa cassure est inégale à imparfaitement conchoïdale. Certains échantillons sont fluorescents (blanc verdâtre ou bleuâtre) aux radiations ultraviolettes.

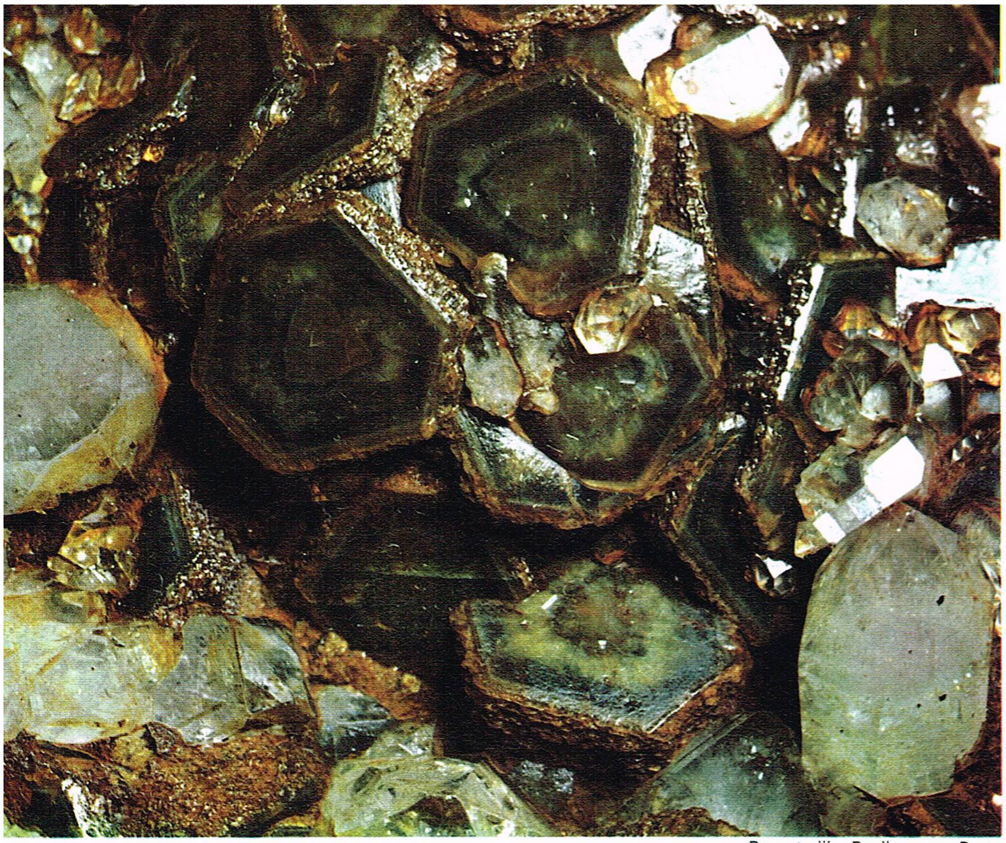
Gisements. Ce minéral secondaire se trouve principalement dans la zone d'oxydation des filons zincifères. Il est souvent associé à l'hémimorphite ainsi qu'à la cérusite, la malachite, l'azurite, l'anglésite, la pyromorphite, la mimétite, etc. Il y a de très belles smithsonites en Grèce au Laurium (Loutso-Lavrio), au Sonora (Mexique), au mont Agoukiano (Sardaigne), au Tsumeb dans le Sud-Ouest africain. Les plus grands cristaux connus viennent de Broken Hill (Rhodésie).

Sidérite, $FeCO_3$ - rhomboédrique

Les cristaux sont généralement rhomboédriques avec la forme $\{10\bar{1}1\}$ ou moins fréquemment $\{01\bar{1}2\}$; ils peuvent être tabulaires minces à épais sur $\{0001\}$ ou prismatiques selon [0001]; les faces des cristaux sont incurvées. La sidérite est souvent massive, parfois grossièrement à finement grenue ou botryoïdale, globuleuse, oolitique ou terreuse.

Propriétés. Dureté : $3\frac{3}{4}$ à $4\frac{1}{4}$; densité : 3,96; indices de réfraction; 1,87 à 1,63; biréfringence élevée. Translucide à subtranslucide; éclat vitreux (parfois perlé ou soyeux); brun jaunâtre ou grisâtre à brun et brun rougeâtre; la couleur peut aussi être gris jaunâtre, gris verdâtre, vert pâle et quelquefois blanche; la teinte brun foncé ou noirâtre est due à une oxydation partielle; elle se ternit quelquefois en donnant des irisations. La sidérite se clive parfaitement sur $\{10\bar{1}1\}$. Elle est fragile; sa cassure est inégale à conchoïdale.

Gisements. On la trouve en grande quantité dans les gisements secondaires, associée à des schistes et des argiles. Ces dépôts sont souvent formés par le processus biogénétique dans des conditions déficitaires en oxygène. La sidérite est également un minéral de gangue primaire située dans les filons hydrothermaux métalliques et,



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *Cristaux de sidérite zonée, associée à du quartz (Wheal Maudin, Cornwall) [Londres, British Museum].*

quelquefois, comme minéral principal dans les filons. Les plus beaux échantillons proviennent d'Allevard (Isère), de Traversella au Piémont (Italie), de Saint-Hilaire au Québec (Canada), de la mine de Beni-Akil (Algérie), du Tsumeb (Sud-Ouest africain) et de Panasqueira (Portugal).

Cobaltocalcite, ou sphérocobaltite, $CoCO_3$ - rhomboédrique

Les cristaux sont rares; la cobaltocalcite se présente habituellement en petites masses sphériques, avec une surface cristalline et une structure concentrique et radiée.

Propriétés. Dureté : 4; densité : 4,13; indices de réfraction : 1,60 à 1,85; biréfringence élevée. Translucide à subtranslucide; éclat vitreux, rouge-rose, s'altérant superficiellement en gris-brun ou noir velouté.

Gisements. De beaux échantillons proviennent de Boleo (Mexique) et de Kolwezi, au sud du Katanga.

Rhodochrosite, $MnCO_3$ - rhomboédrique

Les cristaux distincts ne sont pas courants; généralement rhomboédriques avec des faces souvent arrondies, ils sont rarement scalénoédriques; ils peuvent être tabulaires, épais sur (0001) ou prismatiques allongés selon [0001]; les formes (11$\bar{2}$0) et (21$\bar{3}$1) sont souvent striées selon (1101). La rhodochrosite est généralement massive compacte ou grossièrement grenue; elle peut être globuleuse et botryoïdale.

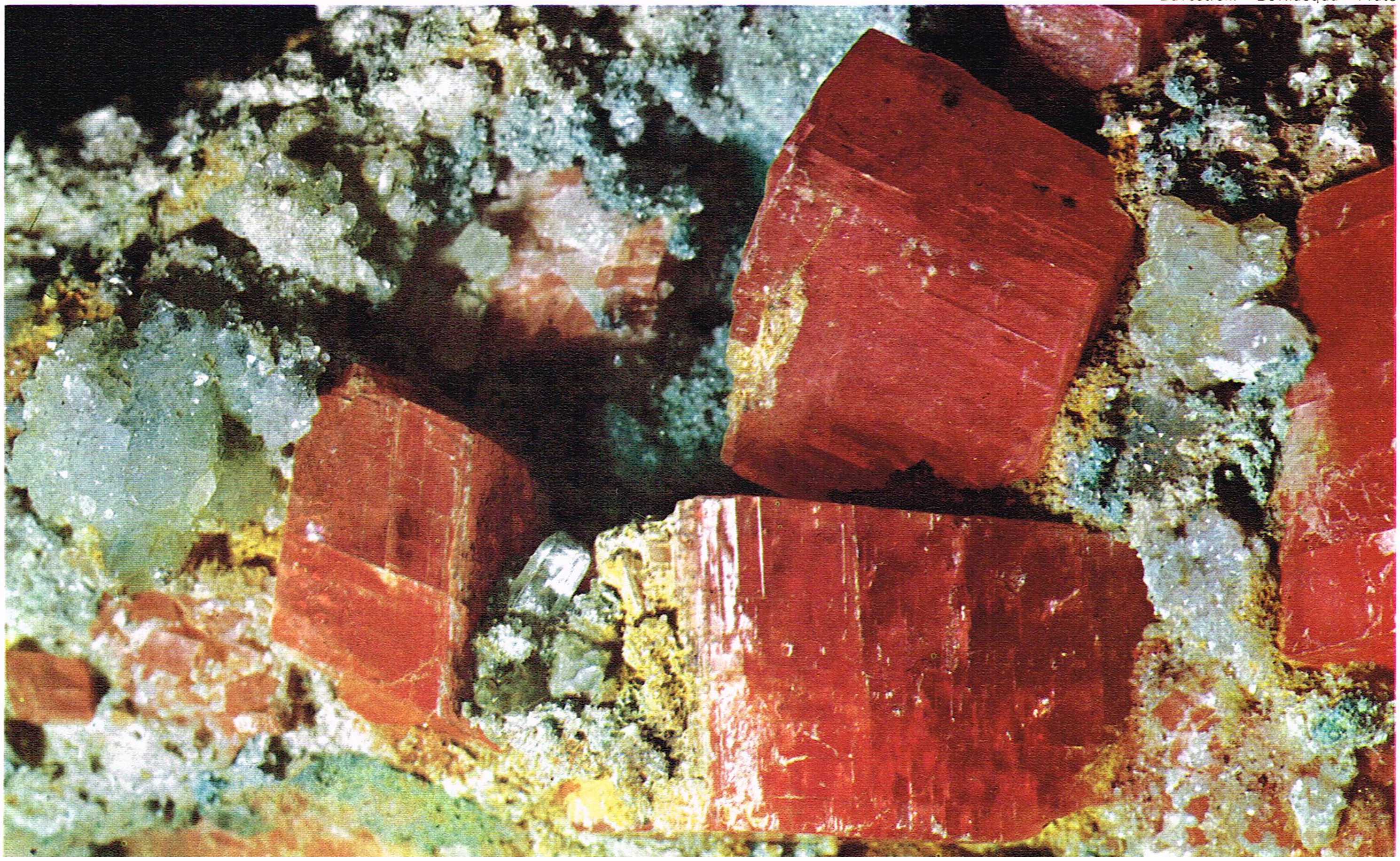
Propriétés. Dureté : 3 $\frac{1}{2}$ à 4; densité : 3,70; indices de réfraction : 1,60 à 1,82; biréfringence élevée. Transparente à translucide; éclat vitreux (parfois perlé) de couleurs variées : différentes nuances de rose à rose-rouge et quelquefois rouge vif, gris jaunâtre, jaune ou brun. Elle se clive parfaitement sur {10$\bar{1}$1}. Elle est fragile et sa cassure est inégale à conchoïdale.

Gisements. C'est un minéral commun de gangue primaire, trouvé dans les filons hydrothermaux de moyenne et de basse température, et plus particulièrement dans les minerais d'argent, de plomb, de zinc, et de cuivre, où il s'associe à la calcite, la sidérite, la dolomite, la baryte, au quartz, à la manganite, l'alabandite, etc. On le rencontre également dans les gisements métasomatiques de haute température (ou métamorphiques), associé à la rhodonite et au grenat; c'est également un minéral secondaire dans les gisements résiduels des oxydes de fer et de manganèse d'origine sédimentaire. De beaux cristaux viennent de la mine d'Emma, de Butte Montana, d'Alicante et de la mine de John Reed (Colorado), de Vieille-Aure dans les Hautes-Pyrénées, de Trepca (Yougoslavie), de Hapfenberg (Essen). De beaux échantillons cristallisés proviennent également d'Afrique du Sud.

Calcite, $CaCO_3$ - rhomboédrique

La calcite se présente fréquemment en cristaux isolés, de formes extrêmement variées. Les plus fréquents sont : les cristaux prismatiques allongés selon [0001] avec les faces (10$\bar{1}$0) dominantes, ou moins fréquemment (11$\bar{2}$0), ainsi que les cristaux tabulaires minces à épais sur (0001), avec latéralement la forme {10$\bar{1}$0}, et qui peuvent passer à des formes lenticulaires par distorsion. Sont également fréquents les rhomboèdres aplatis avec la forme {01$\bar{1}$2}, les scalénoèdres avec la forme {21$\bar{3}$1}. Les cristaux rhomboédriques avec uniquement les faces (10$\bar{1}$1) sont rares et ces faces sont ternes. La face (0001) est souvent grossière et terne avec, quelquefois, un éclat perlé. Les faces autres que (10$\bar{1}$1) en zone avec (01$\bar{1}$1) sont assez souvent striées sur (01$\bar{1}$1). La calcite peut également se

Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



▼ *Cristaux rhomboédriques de rhodochrosite provenant de la mine Sweet Home (Colorado) [Londres, British Museum].*



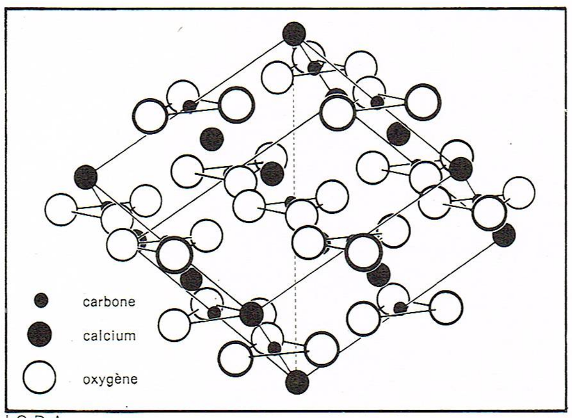
Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

présenter en agrégats parallèles et subparallèles, les cristaux lenticulaires pouvant être empilés verticalement. Des cristaux de formes variées et de différentes générations peuvent croître en position parallèle. La calcite est souvent massive, grossièrement grenue à impalpable, nodulaire, coralloïdale ou terreuse.

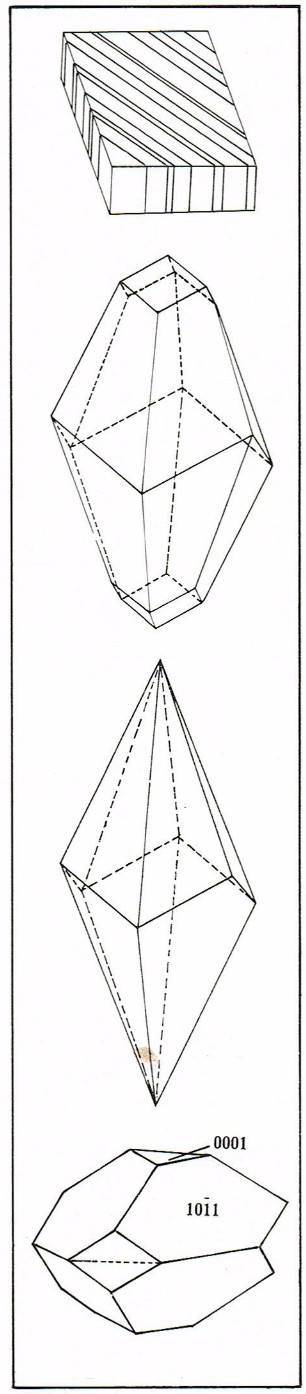
Propriétés. Sa dureté sert à définir le degré 3 de l'échelle de Mohs. Densité : 2,71 ; indices de réfraction : 1,49 à 1,66. Sa biréfringence élevée a permis à Érasme Bartholin de découvrir le phénomène de la double réfraction dans les cristaux. Elle est transparente à translucide ; son éclat, vitreux, est quelquefois perlé ou irisé sur les faces de clivage. Incolore ou blanche quand elle est pure, sa couleur varie avec les substitutions isomorphiques d'atomes de calcium (avec fer, manganèse, cobalt, etc.) ou du fait de la présence de diverses impuretés : elle peut être rose, jaune à brune, rouge, violette, bleu pâle à lavande, verdâtre, gris-noir. Le clivage est parfait sur $\{10\bar{1}1\}$, ce qui ne permet pas souvent d'observer sa cassure conchoïdale, plus difficile à mettre en évidence. Beaucoup de calcites sont fluorescentes aux ultraviolets et aux rayons X.

Gisements. La calcite est l'un des minéraux les plus communs et les plus largement distribués à la surface de la Terre. Elle est le constituant principal des roches carbonatées (calcaires, marbres, etc.), et on la rencontre dans de nombreux types de gisements (sédimentaires, filoniens, etc.). La localité la plus classique pour les cristaux transparents de qualité optique (spath d'Islande) est Helgustadir dans l'Eskefiord (Islande). De grands cristaux, que l'on peut voir dans toutes les collections, viennent du Guanajuato (Mexique), de Joplin (Missouri). Quant aux fines cristallisations, très recherchées par les collectionneurs, elles viennent d'Andreasberg (Harz) d'Egremont, dans le Cumberland (Angleterre). En France, de beaux cristaux ont été trouvés à Romanèche (Saône-et-Loire), à Saint-Julien-du-Gard (Gard), et à Maronne (Isère).

L'une des pseudomorphoses les plus appréciées des collectionneurs est la calcite de Fontainebleau, pseudomorphosée en grès.



I.G.D A



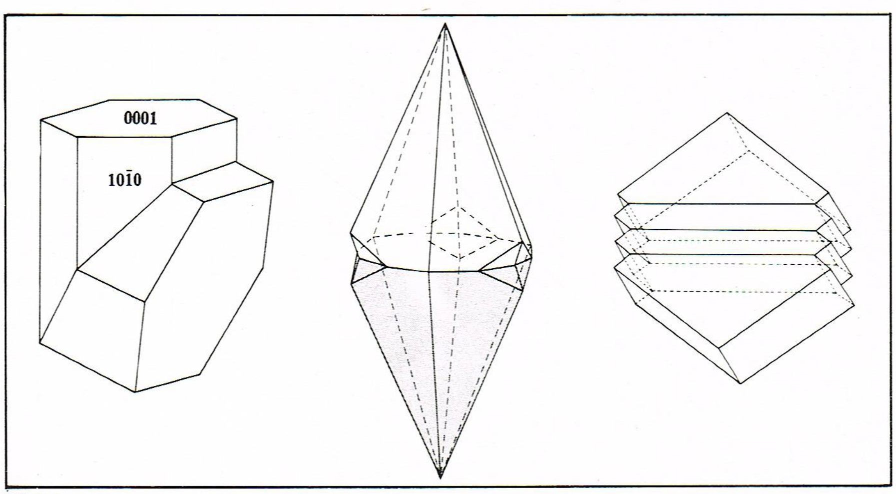
I.G.D.A.

▲ En haut, cristaux de calcite provenant de l'Egremont (Cumberland).
Ci-dessus, représentation schématique de la structure de la calcite.

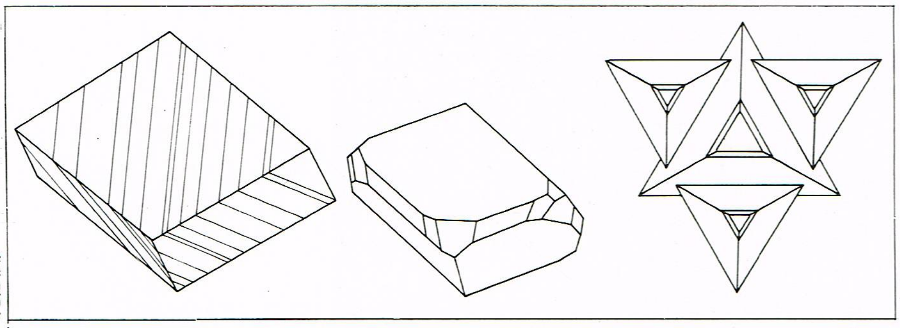
▼▶ Ci-contre, de haut en bas, représentation schématique de : un rhomboèdre fondamental de calcite avec zone de séparation secondaire ; deux cristaux scalénoédriques (avec les faces de rhomboèdre direct et en « dent de chien ») ; un cristal de calcite maclé selon la base 0001.
Ci-dessous, de gauche à droite : calcite maclée selon 10$\bar{1}$1 ; les deux autres cristaux maclés selon 0001 (d'après Kokscharow).

Dolomite, $CaMg(CO_3)_2$ - rhomboédrique
Ankérite, $CaFe(CO_3)_2$ - rhomboédrique

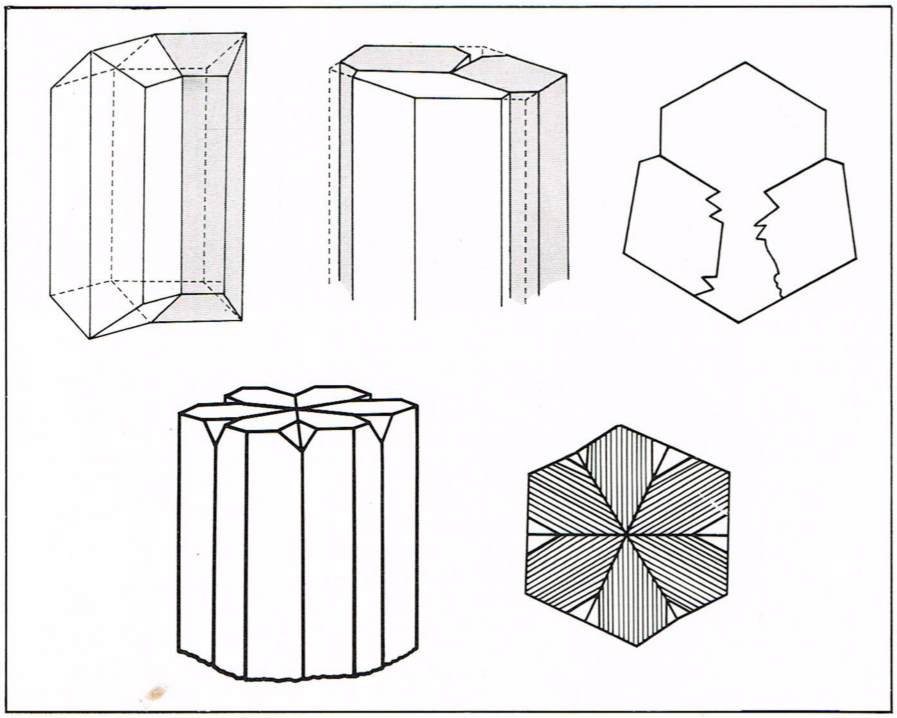
Les cristaux sont habituellement rhomboédriques avec la forme $\{10\bar{1}1\}$ ou moins fréquemment avec $\{40\bar{4}1\}$. Ils peuvent aussi être prismatiques avec la forme $\{11\bar{2}0\}$ et terminés par un rhomboèdre, tabulaires sur (0001) et $\{10\bar{1}1\}$ étant également développées. Les faces $(10\bar{1}1)$ sont souvent striées horizontalement et incurvées. La dolomite et l'ankérite peuvent être massives, grossièrement à finement grenues ; elles sont rarement fibreuses ou pisolitiques. La dolomite est un minéral important



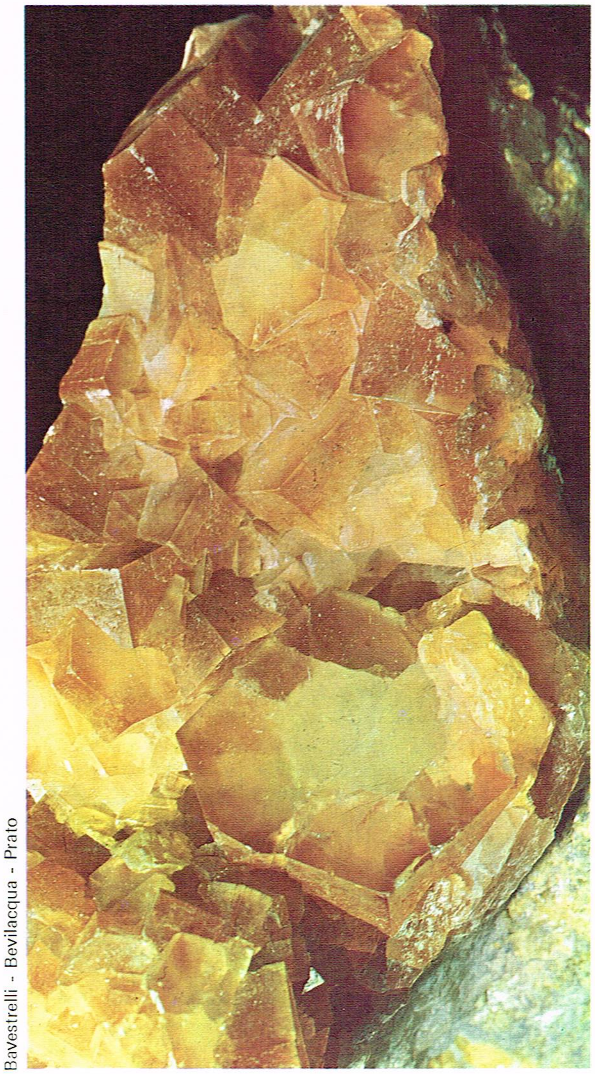
I.G.D.A.



I.G.D.A.



I.G.D.A.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲▶ Ci-dessus, en haut, représentation schématique, de gauche à droite, d'un cristal rhomboédrique de **dolomite** *avec plan de séparation selon $02\bar{2}1$ (dû à des macles polysynthétiques); d'un cristal de* **dolomite** *de Traversella présentant plusieurs faces; d'un cristal de Crevola dans lequel les petits cristaux sont tournés de 60° par rapport au grand cristal (d'après Grill). En bas, cinq schémas représentant des cristaux maclés d'***aragonite** *: une macle de 2 individus; une macle composée de 3 individus; une coupe transversale de la macle précédente; une aragonite maclée dont le contour hexagonal est dû à l'interpénétration de 3 individus; la coupe de ces derniers, qui montre, grâce aux stries dans trois directions, qu'il s'agit bien de trois cristaux (d'après Gallitelli). Ci-contre, à droite, cristaux pseudo-hexagonaux d'***aragonite** *maclée provenant d'Agrigente (musée d'Histoire naturelle de Milan).*

dans la formation des roches sédimentaires ou métamorphiques; elle est alors massive, compacte, ou grenue à saccharoïde, et constitue des marbres.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4; densité : 2,85 (elle augmente quand Mg est substitué par Fe); indices de réfraction : 1,50 à 1,68 (un peu plus élevés pour l'ankérite); biréfringence élevée. Translucide à subtranslucide; éclat vitreux à perlé, incolore ou blanc pour la dolomite pure mais quelquefois gris ou verdâtre devenant brun avec l'augmentation de la teneur en fer. La dolomite ferrifère et l'ankérite passent à une couleur rougeâtre ou au brun foncé quand elles sont exposées aux intempéries. Les cristaux se maclent communément sur le plan (0001) et se clivent parfaitement sur $\{10\bar{1}1\}$. Ces minéraux sont fragiles; leur cassure est subconchoïdale. Quelques variétés sont fluorescentes aux radiations ultraviolettes, ou triboluminescentes.

Gisements. La dolomite massive se rencontre en vastes couches dans le monde entier. On suppose que ces roches sont d'origine secondaire, transformées à partir du calcaire ordinaire ou du marbre par l'action de solutions contenant du magnésium. De très beaux cristaux de dolomite se trouvent à Eugui, près de Pampelune (Espagne), en Italie à Traversella dans le Piémont et à Brosso, à Pezey (Savoie), à Trepca (Yougoslavie) et à Morro-Velho (Brésil). On trouve de beaux échantillons d'ankérite à Allevard-en-Isère (France) et à Ojos Negros, Teruel (Espagne).

Aragonite, $CaCO_3$ - orthorhombique

Les cristaux d'aragonite non maclés sont très rares. Habituellement prismatiques et plus ou moins allongés selon [001], ils sont quelquefois aplatis sur (010). Ils peuvent être aussi aciculaires, ou moins fréquemment pyramidaux ou tabulaires, épais sur (001) avec la forme {110} et {010}. On rencontre souvent l'aragonite en agrégats de cristaux pseudo-hexagonaux et en groupes radiés ou étoilés de cristaux aciculaires. On la trouve aussi sous les formes coralloïdales ou globulaires, pisolitiques avec une structure zonée fibroradiée et concentrique, stalactitique ou en encroûtement.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4; densité : 2,95; indices de réfraction : np = 1,53, ng = 1,69. Transparente à translucide; éclat vitreux inclinant à résineux sur les surfaces de cassure. L'aragonite est incolore à blanche, grise, jaunâtre, bleue, verte, violet pâle à foncé, rouge rosé. Elle se macle couramment sur {110}. Elle est fragile et sa cassure est conchoïdale. Elle est fluorescente aux rayons X et à la lumière ultraviolette, l'intensité et la couleur variant suivant les échantillons. Elle est aussi thermoluminescente.

Gisements. L'aragonite est beaucoup moins répandue et abondante que la calcite. Les conditions physicochimiques de sa formation sont beaucoup plus étroites que celles de la calcite; elle est souvent convertie en ce minéral, son environnement changeant également. L'aragonite se forme toujours dans les gisements de basse température proches de la surface. On la trouve principalement dans les gisements de travertins des sources chaudes, en oolites dans les fonds marins, en cristaux disséminés, dans les lits de gypse et d'argile, etc. De très beaux échantillons se rencontrent dans de nombreuses localités, telles que Cianciana et Falconera (Sicile), Bilin (Bohême), Cleator (Cumberland), Vertaizon (Puy-de-Dôme), Antares (îles Kerguelen), Molina de Aragon (Espagne), Bastennes (Landes), Gonnesa (Sardaigne), etc.

Alstonite, $CaBa(CO_3)_2$ - orthorhombique

Les cristaux sont pyramidaux pseudo-hexagonaux, formés par la répétition d'individus maclés, limités par

les formes {111} et {021}, ou en pyramides pointues. L'alstonite se présente également en prismes pseudo-hexagonaux résultant de trois individus maclés limités par les formes {010} et {110}. Les faces dipyramidales sont fortement striées horizontalement.

Propriétés. Dureté : 4 à $4\frac{1}{2}$; densité : 3,707 ; indice de réfraction : np = 1,52, ng = 1,67. Transparente à translucide ; éclat vitreux incolore à blanc de neige, mais aussi grisâtre, crème ou rose à rose-rouge pâle (blanchissant quand elle est exposée à l'air) ; cassure inégale ; l'alstonite est légèrement fluorescente pour les grandes longueurs d'onde des radiations ultraviolettes.

Gisements. Ce minéral se rencontre associé à la calcite, la baryte et la withérite dans les gisements hydrothermaux de basse température ; les deux principaux gisements sont situés en Grande-Bretagne : il s'agit de la mine de plomb et de zinc de Brownley Hill, près d'Alston (Cumberland), et de la mine de plomb de Fallowfield, près d'Hexham (Northumberland).

Strontianite, $SrCO_3$ - orthorhombique

Les cristaux sont prismatiques selon [001], plus ou moins allongés et souvent aciculaires. La strontianite à haute teneur en calcium se présente sous forme pyramidale très abrupte. Les cristaux sont souvent pseudo-hexagonaux à cause du développement égal des formes {110} et {010}. Les faces (110) et (010) sont striées horizontalement. La strontianite peut aussi être massive, parfois fibreuse, grenue ou mamelonnée.

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$; densité : 3,76 ; indices de réfraction : np = 1,52, ng = 1,67. Transparente à translucide ; éclat vitreux à résineux sur les surfaces de cassure inégale ; couleur incolore à grise, jaunâtre ou verdâtre. La strontianite se macle communément sur le plan (110) et se clive presque parfaitement sur {110} ; Elle est fragile, et sa cassure est inégale à subconchoïdale. Elle est fluorescente et phosphorescente aux rayons X et à la lumière ultraviolette, et quelquefois thermoluminescente.

Gisements. On trouve ce minéral hydrothermal de basse température associé à la baryte, la célestite et la calcite dans les filons des marbres et roches calcaires ainsi que, moins fréquemment, comme minéral de gangue des filons de sulfure. On le trouve aussi en masses concrétionnées ou en géodes dans les roches calcaires et les argiles. Les plus beaux cristaux proviennent de Hamm et de Dreustenfurt (Westphalie).

Withérite, $BaCO_3$ - orthorhombique

Les cristaux sont toujours maclés plusieurs fois sur {110}, donnant des dipyramides pseudo-hexagonales ; ils peuvent être prismatiques courts, allongés selon [001] ou tabulaires à lenticulaires avec une base convexe. Les faces sont habituellement rugueuses et striées horizontalement. La withérite peut aussi être globuleuse, botryoïdale ou grossièrement fibreuse.

Propriétés. Dureté : 3 à $3\frac{1}{2}$; densité : 4,29 ; indices de réfraction : np = 1,53, ng = 1,67. Transparente à translucide ; incolore à laiteuse, blanche ou grisâtre, mais parfois aussi faiblement teintée de jaune, de brun ou de vert. Sa cassure est inégale. Elle est fluorescente et phosphorescente aux rayons X et à la lumière ultraviolette ; elle est aussi thermoluminescente.

Gisements. C'est le minéral de baryum le plus commun après la baryte ; on le trouve associé dans les filons hydrothermaux à la baryte et la galène. De beaux cristaux proviennent de Pribram Cechy (Tchécoslovaquie) et en Angleterre d'Alston-Moor (Cumberland), de la mine d'Anglesey (Lancashire) et du Northumberland.

Cérusite, $PbCO_3$ - orthorhombique

La cérusite se présente sous des formes extrêmement variées. Les cristaux isolés sont souvent tabulaires sur {010} et allongés selon [001] ou [100] ; ils sont aussi équidimensionnels, ou dipyramidaux et alors pseudo-hexagonaux ; ils sont plus rarement aciculaires. Les formes {010} sont habituellement striées selon [100] ; les cristaux sont souvent groupés en agrégats réticulés ou en grappes. Ce minéral se présente également sous forme massive, grenue à dense et compacte, quelquefois pulvérulente à terreuse.

Propriétés. Dureté : 3 à $3\frac{1}{2}$; densité : 6,55 ; indices de réfraction : np = 1,80, ng = 2,07, biréfringence élevée. Transparente à translucide ; éclat adamantin à vitreux, résineux ou perlé et quelquefois submétallique quand elle est recouverte d'un film superficiel. Elle est incolore à blanche, et grise ou gris foncé à noire à cause d'inclusions de microcristaux (sulfures, oxydes) ; les composés de cuivre donnent une couleur bleue à verte. Elle est très fragile et sa cassure est conchoïdale. Les macles sont très communes sur {110} en particulier. Les macles de contact produisent des groupes étoilés pseudo-hexagonaux ou des agrégats réticulés ; elles peuvent aussi être lamellaires. La cérusite est fluorescente dans diverses teintes de jaune aux rayons X et aux grandes longueurs d'onde de l'ultraviolet.

Gisements. C'est un minéral de plomb secondaire, commun, trouvé typiquement dans la partie oxydée supérieure des gisements minéraux, où il est associé à l'anglésite, la limonite et moins fréquemment à la pyromorphite, le phosgénite, la malachite, la smithsonite et d'autres minéraux secondaires contenant du plomb, du zinc ou du cuivre. De très beaux échantillons proviennent de Sidi Amor Ben Salem, de Trang-Da (Nord Vietnam), de Broken Hill (Nouvelles-Galles du Sud, Australie), des mines de Tchicoumba, Mindouli et de Djoué (Zaïre), de la mine Virgem del Carmen, dans le Castillo de Rodal Guilar (Espagne), de Dundas (Tasmanie) et de Melle (Deux-Sèvres). Les plus beaux cristaux connus viennent du Tsumeb (Namibie) ; ils dépassent parfois 15 cm.

Barytocalcite, $CaBa(CO_3)_2$ - monoclinique

Elle se présente habituellement en cristaux primastiques, plus ou moins allongés selon l'axe [101] ou prismatiques courts selon [001] ; certains cristaux sont équidimensionnels ; les faces (100) sont striées selon (001). La barytocalcite est quelquefois massive.

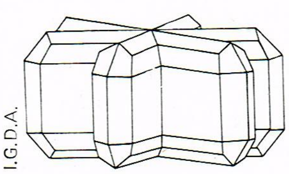
Propriétés. Dureté : 4 ; densité : 3,66 ; indices de réfraction : np = 1,52, ng = 1,68. Transparente à translucide ; éclat vitreux à résineux ; incolore à blanche, grisâtre, verdâtre ou jaunâtre. Clivage parfait suivant {210}. Elle est fragile, et sa cassure est inégale à subconchoïdale. Elle est faiblement fluorescente à la lumière ultraviolette.

Gisements. Les plus beaux cristaux trouvés atteignent 5 cm et se présentent en masses clivables associées à la baryte, à la calcite et à la fluorite dans les veines de calcaire d'Alston-Moor, dans le Cumberland (Grande-Bretagne).

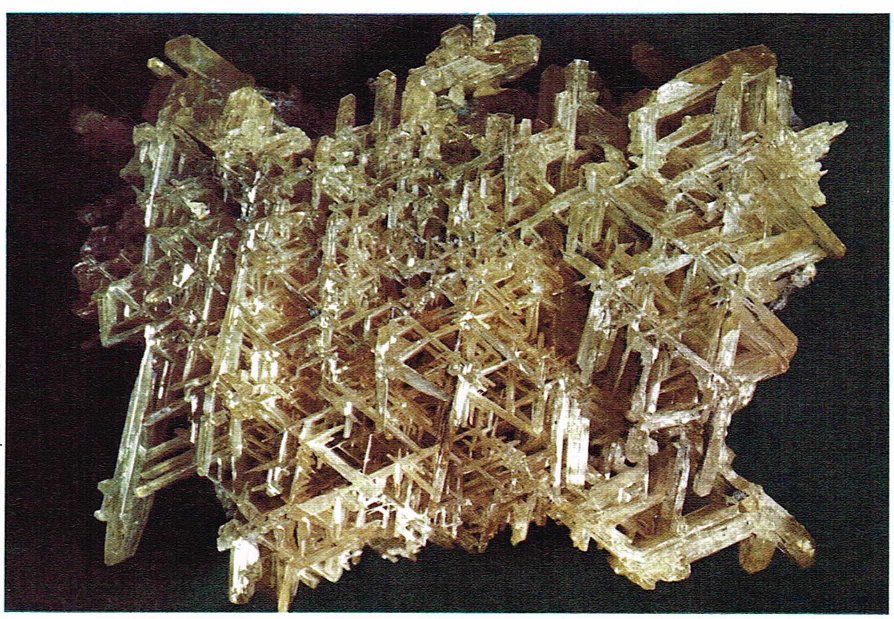
Azurite, $Cu_3\ (OHCO_3)_2$ - monoclinique

L'azurite, dont le nom a été donné par allusion à sa couleur, a été très anciennement employée comme pigment bleu. Les cristaux sont de formes variées : tabulaires sur {001} ou sur {102} et {102}, prismatiques selon [001] avec la forme {110} ou {100} dominante, ou encore prismatiques selon [010]. Ils sont parfois équidimensionnels. La face (001) est striée suivant la direction [100] et la face (001) selon [010]. Les cristaux forment des groupes subparallèles ou des agrégats rhomboïdaux, lenticulaires

▼ ***Cristaux maclés de cérusite provenant du Tsumeb (Namibie) [Londres, British Museum]. Le schéma représente une macle multiple de cristaux de cérusite.***



I.G.D.A.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



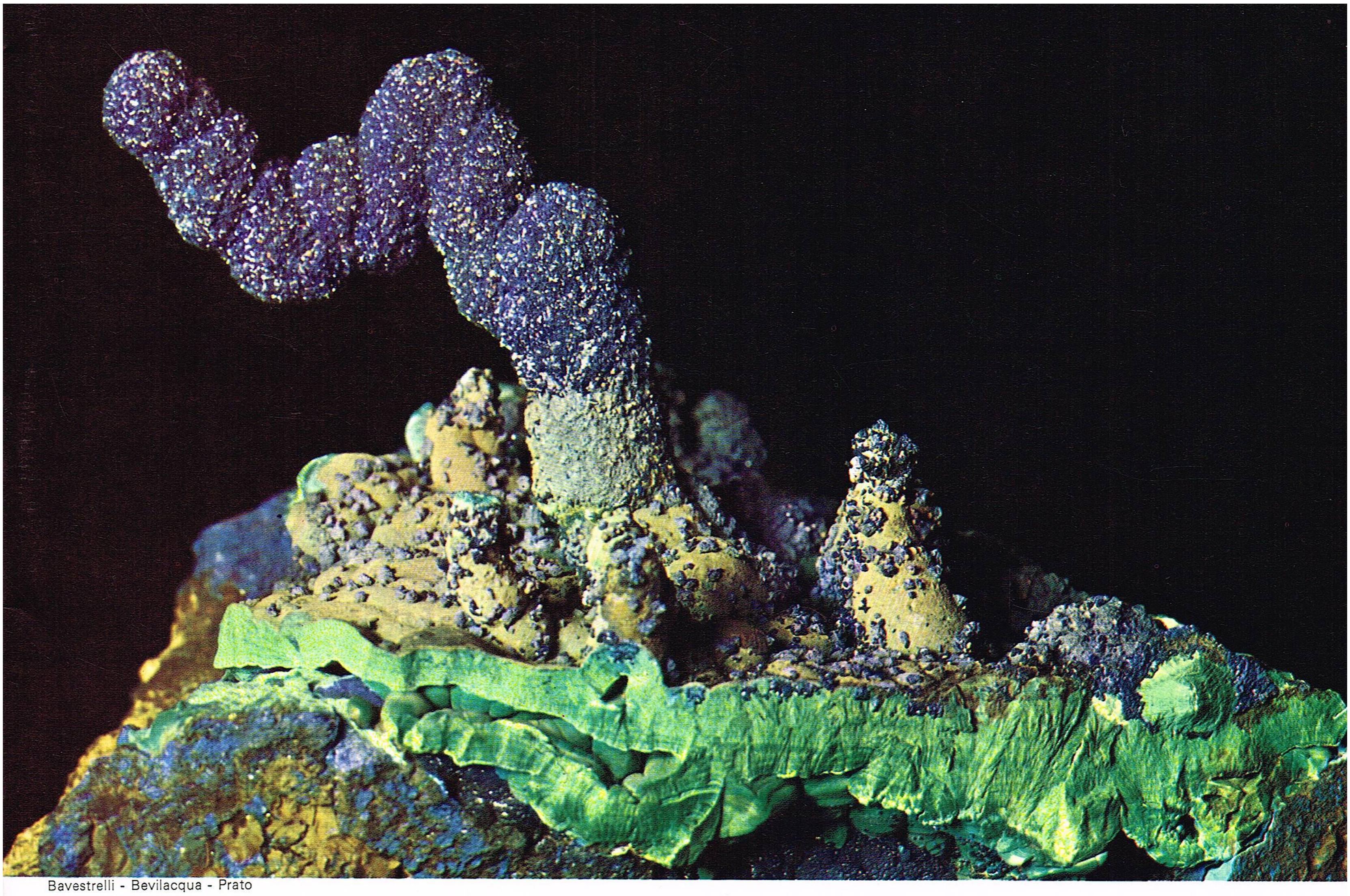
Muséum d'histoire naturelle, Paris

▲ *Concrétion zonée d'azurite associée à de la* malachite *provenant de Clifton (Arizona)* [*Muséum national d'histoire naturelle de Paris*].

ou sphériques. L'azurite se présente rarement sous forme massive ou stalactitique, avec une structure grossièrement radiée.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4 ; densité : 3,773 ; indices de réfraction : np = 1,73, ng = 1,84 ; biréfringence élevée. Transparente à translucide ; éclat vitreux presque adamantin, bleu azur à bleu berlin ; la couleur peut être bleu très foncé ou, pour quelques types massifs ou terreux, bleu lumineux. L'azurite se clive parfaitement sur {011} et assez bien sur {100}. Elle est fragile et sa cassure est conchoïdale.

Gisements. C'est un minéral secondaire trouvé dans la partie supérieure de la zone d'oxydation des gisements de minerais. Elle est formée principalement par l'action des eaux carbonatées sur les minéraux de cuivre, ou encore par celle du sulfate de cuivre ou des solutions chlorhydriques sur le calcaire. Elle est presque toujours associée à la malachite (bien qu'elle soit moins fréquente et moins abondante que cette dernière) et également à la limonite, la cuprite, la calcite, la chrysocolle ; elle l'est moins souvent à la brochantite, l'antlérite, l'atacamite et d'autres minéraux de cuivre secondaires. Les plus beaux échantillons viennent de Chessy (Rhône), de Tsumeb (Sud-Ouest africain), de la mine de Cooper Queen, à Bisbee (Arizona), des mines de Calabona, et d'Alguero (Sardaigne), de Sibérie, et du Djebel Chouicha, Souk el-Arba (Tunisie).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *Formation stalactitique d'azurite associée à de la malachite (Chessy, Rhône) [Londres, British Museum].*

Malachite $Cu_2(OH)_2(CO_3)$ - monoclinique

Les cristaux de malachite sont rares. Ils sont généralement prismatiques, plus ou moins allongés selon [001] et ressemblent parfois à des aiguilles se groupant en touffes ou en rosettes. Les formes sont rarement distinctes et les faces sont souvent inégales, arrondies et striées. Habituellement la malachite est massive ou forme des encroûtements sur des surfaces mamelonnées ou botryoïdales; intérieurement, elle présente des fibres radiées pouvant être très fines à grossières, et parfois des bandes de couleur. Elle se présente aussi en agrégats fibreux délicats, quelquefois en stalactites présentant des bandes concentriques, la malachite pouvant alterner avec l'azurite.

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$ à 4; densité : 4,05; indices de réfraction : np = 1,65, ng = 1,91. Translucide à opaque; les cristaux ont un éclat adamantin à vitreux, alors que les variétés fibreuses ont un éclat plus ou moins soyeux ou velouté. Elle est souvent terne; de couleur vert brillant, les cristaux inclinent vers le vert sombre et le vert noirâtre. Les cristaux non maclés sont pratiquement inconnus. La malachite se clive parfaitement sur {201}; les types massifs compacts ont une cassure subconchoïdale à inégale.

Gisements. C'est un minerai mineur de cuivre se rencontrant comme minéral secondaire dans la zone d'oxydation supérieure des gisements de cuivre. On la trouve typiquement associée à l'azurite, ainsi qu'à la cuprite, la ténorite, la limonite, la calcite, la calcédoine, la chrysocolle et moins couramment à l'atacamite, la brochantite et d'autres minéraux secondaires de cuivre, de plomb et de zinc. On trouve de très belles malachites dans de nombreuses localités, telles que : Likasi, Kambowe et Musonoï au Katanga, Chessy (Rhône), Tsumeb (Namibie); Sunrise (Wyoming), Bisbee, Morenci et Clifton (Arizona), la mine de Tourtschaminowsky dans l'Oural et Zmeindgorsk dans l'Altaï, Mariana près de Moldava (Tchécoslovaquie), et au Tyrol (Autriche).

Rosasite $(ZnCu)_2((OH)_2CO_3)$ - monoclinique pseudo-orthorhombique

La rosasite se présente sous forme d'encroûtements mamelonnés ou botryoïdaux avec une structure fibreuse à sphérolitique.

Propriétés. Dureté : environ $4\frac{1}{2}$; densité : 4,0 à 4,2; indices de réfraction : np = 1,67, ng = 1,83. Couleur verte ou vert bleuâtre et bleu ciel. Elle se clive bien et est fragile.

Gisements. C'est un minéral secondaire trouvé dans la zone d'oxydation des minerais de zinc, de cuivre et de plomb. De belles rosasites proviennent de Durango (Mexique).

Hydrozincite $Zn_5(OH)_3(CO_3)_2$ - monoclinique

L'hydrozincite se rencontre sous forme massive terreuse et poreuse à compacte, ou en masses denses; en incrustations, elle montre parfois des bandes concentriques avec une structure fibro-radiée fine; elle est quelquefois stalactitique, réniforme ou pisolitique. Les cristaux minuscules, aplatis selon [100] et allongés selon [001], se terminent souvent par une pointe aiguë.

Propriétés. Dureté : 2 à $2\frac{1}{2}$; densité : environ 4; indices de réfraction : np = 1,63, ng = 1,74. Éclat terne à terreux ou, pour le matériel relativement cristallisé, soyeux à brillant; l'éclat des cristaux est perlé. Couleur blanc pur à gris jaunâtre, brunâtre, rosâtre, lilas pâle. Très fragile, elle se clive parfaitement sur {100}. Elle est fluorescente à la lumière ultraviolette.

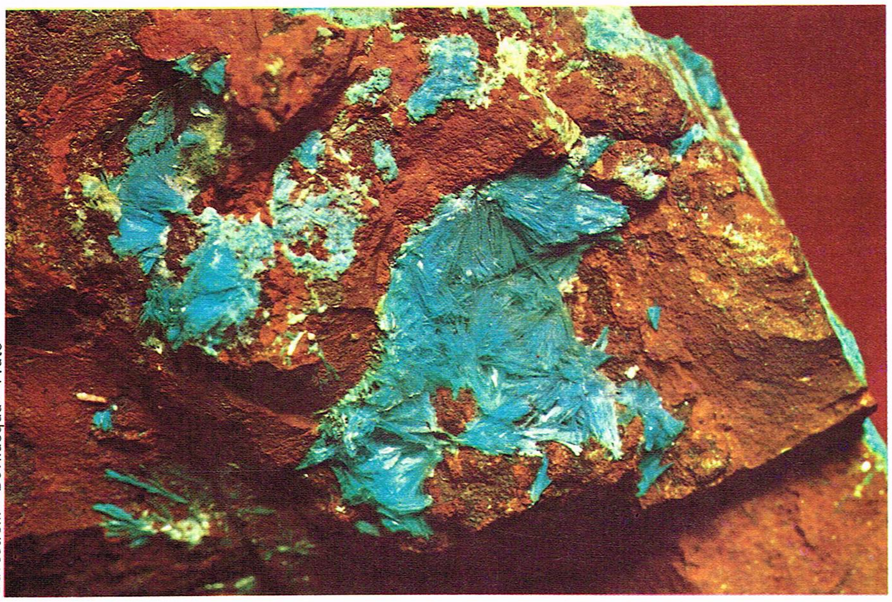
Gisements. C'est un minéral secondaire formé dans la zone d'oxydation des gisements métallifères par l'altération de la sphalérite. Il est associé à la smithsonite ainsi qu'à l'hémimorphite, la calcite, la cérusite, l'aurichalcite et la limonite. Le principal gisement est celui de Santander (Espagne).

Aurichalcite $(ZnCu)_5((OH)_3CO_3)_2$ - orthorhombique

L'aurichalcite se présente en cristaux aciculaires très fins ou en lattes allongées selon l'axe [001] et formant des touffes; elle est rarement grenue.

Propriétés. Dureté : 1 à 2; densité : 3,64; indices de réfraction : np = 1,65, ng = 1,75. Transparente; éclat soyeux à perlé, vert pâle à bleu verdâtre et bleu ciel. Elle se clive parfaitement sur {010} et est fragile.

Gisements. C'est un minéral secondaire de la zone d'oxydation des gisements de cuivre et de zinc associé à la malachite, l'azurite, la cuprite, la smithsonite,



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***Cristaux aciculaires d'aurichalcite provenant de Yangakoubanza (Zaïre) [musée d'Histoire naturelle, Milan].***

l'hémimorphite, l'hydrozincite, la rosasite et la limonite. On trouve de très beaux échantillons au Laurium (Grèce), à la mine de Djuela Mapimi (Mexique), à Bisbee (Arizona), et à Yangakoubanza (Zaïre).

Dawsonite $NaAl(CO_3)(OH)_2$ - orthorhombique

Elle se présente en fines incrustations ou en rosettes de cristaux aplatis à aciculaires et en touffes de fines aiguilles, allongées selon [001] avec un clivage {110} parfait.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 2,44. Éclat vitreux, soyeux en fins agrégats; transparente, le plus souvent de couleur blanc-gris; soluble dans les acides avec effervescence.

Gisements. C'est un minéral hydrothermal de basse température, formé par la décomposition de silicates d'aluminium. Les localités les plus classiques sont Santa Fiore et Terlano, Bolzano (Italie) et Oued-Sveli Ali, Ténès (Algérie).

▼ ***Très beau groupe de cristaux tabulaires de phosgénite provenant de Monteponi (Sardaigne) [musée d'Histoire naturelle, Milan].***



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Tychite $Na_6Mg_2(SO_4)(CO_3)_4$ - cubique

La tychite se présente en cristaux octaédriques.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4; densité : 2,456; indice de réfraction : n = 1,51. Transparente; éclat vitreux blanc; elle est fragile; sa cassure est conchoïdale.

Gisements. On a trouvé de beaux cristaux associés à la northupite, la gaylussite, la thénardite et la pirssonite dans un lit d'argile à Borax Lake, San Bernardino County (Californie) et au Lake Katwe en Ouganda.

Bastnaésite $Ce(F)CO_3$ - hexagonal

Les cristaux sont tabulaires sur (0001) avec la forme {10$\bar{1}$0}; ils sont généralement creusés horizontalement à cause d'une combinaison oscillante des deux formes {10$\bar{1}$1} et {10$\bar{1}$0}. La bastnaésite se présente aussi en grandes masses ou grenue.

Propriétés. Dureté : 4 à 4 ½; densité : 4,9 à 5,2; indices de réfraction : np = 1,49, ng = 1,56. Transparente à translucide. Éclat vitreux à gras, jaune citron à brun rougeâtre; les faces de séparation ont un éclat perlé. Elle est fragile, et sa cassure est conchoïdale.

Gisements. C'est un minéral des terres rares, très recherché, que l'on trouve dans les gîtes métasomatiques, les syénites et les pegmatites. Le plus grand cristal connu (Muséum de Paris) provient de Madagascar.

Parisite $CaCe_2(F_2)(CO_3)_3$ - hexagonal

Habituellement, les cristaux sont hexagonaux bipyramidés et pointus; ils ont parfois une apparence prismatique à cause d'une combinaison oscillante des bipyramides. Les cristaux ont parfois un développement rhomboédrique. Les faces latérales sont généralement striées ou profondément cannelées. La face (0001) est assez commune.

Propriétés. Dureté : 4 ½; densité : 4,36; indices de réfraction : np = 1,67, ng = 1,77. Transparente à translucide; éclat vitreux à résineux jaune brunâtre, brun ou jaune grisâtre. Sur la face de séparation (0001), l'éclat est perlé. Elle est fragile, et sa cassure est subconchoïdale à esquilleuse.

Gisements. Les meilleurs cristaux de ce minéral rare ont été rencontrés dans les filons de la mine d'émeraude de Muzo (Colombie).

Synchisite $CaCe(F)(CO_3)_2$ - hexagonal

Les cristaux de synchisite sont pyramidaux avec une petite face (0001) ou tabulaires épais sur (0001). La face (0001) est généralement petite et brillante et les faces latérales sont striées latéralement.

Propriétés. Dureté : 4 ½; densité : 3,90; indices de réfraction : np = 1,67, ng = 1,77. Translucide; éclat vitreux à gras, ou subadamantin jaune cireux à brun, ou jaune grisâtre. Elle se macle souvent sur (0001). Elle est fragile, et sa cassure est subconchoïdale à esquilleuse.

Gisements. On trouve de beaux échantillons de ce minéral dans les ségrégations pegmatitiques des syénites de Narsarsuk, situées dans la région de Julianehaab au Groenland. Elle est associée à l'astrophyllite, l'ægyrite, le microcline, la cataplérite, l'albite, la neptunite, l'elpidite, l'épidymite, la fluorite et la rhodochrosite.

Cordylite $Ba(CeLaNd)_2(F_2)(CO_3)_3$ - hexagonal

Les cristaux sont prismatiques courts à allongés selon [0001], avec des terminaisons hexagonales dipyramidées. Lorsque les prismes sont très petits, les terminaisons hexagonales sont larges.

Propriétés. Dureté : 4 ½; densité : 4,31; indices de réfraction : np = 1,58, ng = 1,76. Éclat gras à adamantin, incolore à jaune cire ou souvent jaune ocre et terne à cause de l'altération superficielle; l'éclat est perlé sur la face (0001). Elle est plutôt fragile; sa cassure est conchoïdale.

Gisements. On trouve ce minéral à Narsarsuk, dans le district de Julianehaab (Groenland), associé à l'ægyrite, l'ancylite, la synchisite et la neptunite, dans des filons de pegmatites dans les syénites néphéliniques.

Phosgénite $Pb_2(Cl_2CO_3)$ - quadratique

Les cristaux sont prismatiques, plus ou moins allongés selon [001]; ils sont rarement tabulaires, épais sur (001).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***Cristaux de trona, d'aspect fibreux, provenant du lac Magadi (Kenya).***

Ces prismes sont généralement terminés par une grande face (001) ou quelquefois par les faces {111}. La phosgénite est aussi souvent massive ou grenue.

Propriétés. Dureté : 2 à 3; densité : 6,13; indices de réfraction : np = 2,12, ng = 2,14. Transparente à translucide. Éclat adamantin blanc jaunâtre à brun jaunâtre, brun pâle, ou brun fumé; elle est aussi parfois incolore, blanche, rose pâle, grise, gris jaunâtre ou verdâtre. Plutôt sectile, sa cassure est conchoïdale. Elle est faiblement fluorescente dans les grandes longueurs d'onde de la lumière ultraviolette et aux rayons X.

Gisements. La phosgénite est un minéral secondaire formé dans des conditions d'altération superficielle de la galène et des autres minéraux de plomb; elle est généralement associée à la cérusite et à l'anglésite. Les plus beaux échantillons viennent de Monteponi (Sardaigne), de Sidi Amor Ben Salem (Tunisie) et de Boleo (Mexique). Une splendide série de cristaux est conservée au musée d'Histoire naturelle de Milan.

Hydrocérusite $Pb_3(OH)(CO_3)_2$ - rhomboédrique

L'hydrocérusite se présente en écailles minces, hexagonales et aplaties sur {0001}, en cristaux tabulaires épais sur {0001} ou en pyramides très allongées avec parfois de très petites faces (0001).

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$; densité : 6,80; indices de réfraction : np = 1,94, ng = 2,09. Transparente à translucide. Éclat adamantin, incolore à blanc gris parfois verdâtre, perlé sur la face de clivage (0001). Fragile.

Gisements. Ce minéral secondaire est associé à la leadhillite, le matlokite, la cérusite et la paralaurionite. Parmi les localités les plus classiques, on peut citer : Wanlockhead (Écosse) et Mendip-Hills dans le Somerset (Angleterre), Laurium (Grèce) et Mammoth-Mine à Tiger (Arizona).

Nesquehonite $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ - monoclinique

Les cristaux sont prismatiques, allongés selon [001], avec la forme {110} profondément striée selon l'allongement. Ils peuvent être aciculaires et réunis en touffes radiées; la nesquehonite peut aussi être botryoïdale.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$; densité : 1,852; indices de réfraction : np = 1,42, ng = 1,53. Transparente à translucide; éclat vitreux ou légèrement gras, incolore à blanc. Sa cassure est esquilleuse à fibreuse, et son clivage est parfait sur {110}.

Gisements. La nesquehonite fut trouvée pour la première fois dans une mine de charbon à Nesquehoning près de Lansford, dans la région de Larson en Pennsylvanie (U.S.A.). Des cristaux de plus de 5 cm ont été signalés à La Mure (Isère).

Trona $Na_3H(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$ - monoclinique

Les cristaux sont généralement allongés selon [010] et aplatis sur {001}. Les cristaux naturels bien formés sont très rares. Le trona est le plus souvent fibreux ou massif.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3; densité : 2,14; indices de réfraction : np = 1,41, ng = 1,54. Translucide; éclat vitreux, brillant, incolore ou habituellement gris ou blanc jaunâtre. Sa cassure est inégale à subconchoïdale. Le clivage est parfait sur {100}. Le trona a un goût alcalin.

Gisements. Ce minéral se trouve à proximité des lacs salés où il est produit par évaporation; il apparaît aussi en efflorescence sur les sols des régions arides. Il est communément associé au natron, à la thermonatrite, à la halite, à la glaubérite, à la thénardite, à la mirabilite et au gypse. De larges plaques de cristaux aciculaires associés en rosettes ou en gerbes proviennent du lac Tchad.

Gaylussite $Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$ - monoclinique

Les cristaux sont allongés selon [001] ou aplatis avec les formes dominantes {110} et {011}. Les faces sont habituellement rugueuses.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3; densité : 1,991; indices de réfraction : np = 1,44, ng = 1,52. Transparente à translucide; éclat vitreux, incolore à blanc. Très fragile, sa cassure est conchoïdale. Elle se clive parfaitement sur {110}.

Gisements. On trouve la gaylussite à proximité des lacs salés, où elle est habituellement associée au natron, à la thermonatrite, au trona, à la calcite et au borax. De grands cristaux pseudomorphosés en calcite proviennent d'Helensburg (Écosse).

Hydromagnésite (lancastérite) $Mg_5(OH)(CO_3)_2 \cdot 4H_2O$ - monoclinique

L'hydromagnésite se présente en petits cristaux disposés en touffes, en rosettes ou en encroûtements; ces cristaux sont aciculaires ou en lames. Ce minéral peut aussi être massif ou crayeux.

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$; densité : 2,236; indices de réfraction : np = 1,52, ng = 1,54. Transparente; les cristaux ont un éclat vitreux, et les agrégats terreux ont un éclat soyeux ou perlé. Elle est incolore à blanche. Fragile, elle se clive parfaitement sur {010}. La macle est très commune sur le plan {100}.

Gisements. C'est principalement un minéral hydrothermal de basse température, situé en petits filons dans les serpentines et dans les roches ignées altérées, riches en magnésium. Elle est souvent associée à l'opale, la calcite, la dolomite, l'aragonite, la brucite, la magnésite et l'artinite. C'est également un produit d'altération de la brucite dans les marbres à périclase. Les meilleures pièces de collection viennent du Texas et d'Iran. Les plus beaux cristaux connus sont conservés à l'université de Paris VI.

Artinite $Mg_2(OH)_2(CO_3) \cdot 3H_2O$ - monoclinique

L'artinite forme des encroûtements de cristaux aciculaires allongés selon [010]. Elle se présente aussi en masses botryoïdales de fibres soyeuses ou en agrégats sphériques de fibres radiées.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$; densité : 2,02; indices de réfraction : np = 1,49, ng = 1,56. Transparente; l'éclat des agrégats fibreux est soyeux ou satiné alors que les cristaux sont vitreux. Elle est blanche. Fragile; son clivage est parfait sur {100}.

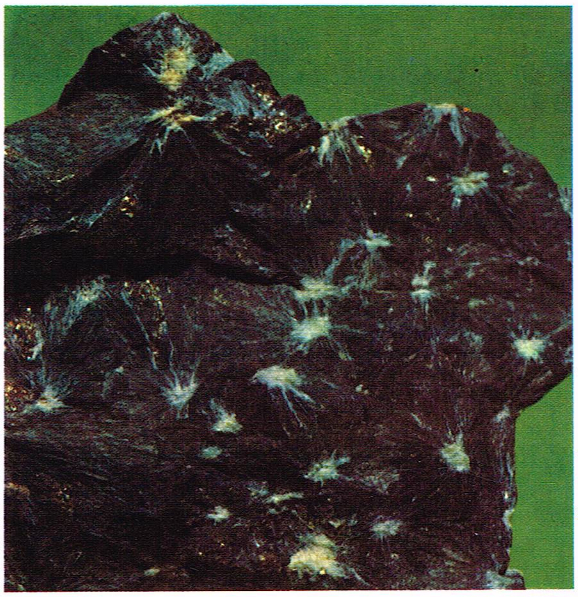
Gisements. L'artinite est un minéral hydrothermal de basse température, commun, formé en petites veines ou en encroûtements sur les surfaces de fracture des roches ultrabasiques serpentinisées. Elle est associée à l'hydromagnésite, la brucite, l'aragonite, la calcite, la dolomite, la magnésite, la pyroaurite et au chrysotile. Elle a été trouvée en beaux exemplaires au Val Malenco (Italie), à New York et à San Benito (Californie).

Brugnatellite $Mg_6Fe(OH)_{13}(CO_3) \cdot 4H_2O$ - hexagonal

Habituellement, elle se présente en masses lamellaires ou foliées de petites paillettes aplaties sur (0001); ces dernières sont limitées par 3 ou 6 côtés, et les stries se recoupent à 60°.

Propriétés. Dureté : environ 2; densité : 2,14; indices de réfraction : np = 1,51, ng = 1,54. Transparente; éclat perlé rose chair à jaunâtre ou blanc brunâtre; elle se clive parfaitement sur {0001} et s'écrase en poudre comme du talc.





Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***A gauche,*** **dundasite** ***provenant de Dundas (Tasmanie) [Londres, British Museum].*** ***A droite, cristaux fibro-radiés de*** **ludwigite** ***provenant de Brosso (Italie) [musée d'Histoire naturelle, Milan].***

Gisements. Elle se trouve le plus souvent en encroûtements dans les fissures des serpentines, où elle est associée à l'artinite, l'hydromagnésite, la pyroaurite, la magnésite, au chrysotile, à l'aragonite et à la brucite. On la trouve au Val Malenco (Italie).

Zaratite $Ni_3(OH)_4(CO_3) \cdot 4H_2O$ - cubique

Elle forme généralement des incrustations finement lamellaires à structure micro-cristalline. Elle est souvent aussi massive, compacte ou en fins cristaux isolés, orientés sur de la millérite.

Propriétés. Dureté : 3 ½; densité : 2,57 à 2,69; indice de réfraction : environ 1,56. Transparente à translucide; éclat vitreux à gras, couleur vert émeraude. Fragile; sa cassure est conchoïdale sur les agrégats.

Gisements. Ce minéral secondaire se trouve avec la chromite, la pentlandite, la pyrrhotite dans les roches ignées basiques et dans la serpentine. Il est typiquement associé à la dolomite, l'aragonite, la calcite, l'hydromagnésite, la gœthite et la brucite. Les échantillons exposés dans les musées viennent de Lancaster (Pennsylvanie) et de Tasmanie (Australie).

Dundasite $PbAl_2(OH)_4(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$

La dundasite se présente habituellement en petits agrégats sphériques de cristaux radiés allongés selon [001] ou en encroûtements feutrés.

Propriétés. Dureté : 2; densité : 3,25 environ; indices de réfraction : np = 1,60, ng = 1,74. Transparente; éclat vitreux à soyeux, blanc; elle se clive parfaitement sur {010}.

Gisements. On l'a trouvée, la première fois, associée à la pyromorphite, la crocoïte et la limonite dans la mine Adélaïde Proprietary à Dundas (Tasmanie). Ce minéral rare a aussi été découvert, en relative abondance, il y a quelques années à Gonnesa, près d'Iglésias (Sardaigne), associé à de la cérusite aciculaire.

Bayleyite $Mg_2(UO_2)(CO_3)_3 \cdot 18H_2O$ - monoclinique

Les cristaux sont minuscules, courts et prismatiques.

Propriétés. Densité : 2,05; indices de réfraction : np = 1,45, ng = 1,50. Couleur jaune soufre. Elle est faiblement fluorescente à la lumière ultraviolette.

Gisements. Elle se trouve généralement en efflorescences sur les parois des galeries de mine, associée à la schroeckingérite, l'andersonite, la schwartzite et au gypse, en particulier à la mine de Hillside, dans la région de Yarapai en Arizona (U.S.A.) et à Azegour (Maroc).

Liebigite $Ca_2(UO_2)(CO_3)_3 \cdot 10H_2O$ - orthorhombique

Les cristaux sont prismatiques, courts, allongés selon [001] et habituellement indistincts, avec des angles arrondis et des faces convexes. Elle se présente communément en agrégats grenus ou écailleux ou en fins encroûtements.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 2,41; indices de réfraction : np = 1,50, ng = 1,54. Transparente à translucide; éclat vitreux, couleur vert tarin à vert jaunâtre; la face de clivage (100) a un éclat légèrement perlé. La liebigite est fluorescente dans le vert à la lumière ultraviolette.

Gisements. Ce minéral secondaire est communément associé à la schroeckingérite et à l'uranotile. La localité la plus classique est Joachimsthal (Bohême).

Andersonite $Na_2Ca(UO_2)(CO_3)_3 \cdot 6H_2O$ - rhomboédrique

L'andersonite se présente en groupes de cristaux pseudocubiques minuscules.

Propriétés. Densité : 2,8; indices de réfraction : np = 1,52, ng = 1,54. Couleur vert brillant. Elle présente une fluorescence vert brillant à la lumière ultraviolette. Elle est stable quand elle est exposée à l'air.

Gisements. On la trouve associée au gypse, à la schroeckingérite, la bayleyite et la schwartzite, en efflorescences sur les parois de galeries de la mine de Hillside dans la région de Yarapai (Arizona).

Voglite $Ca_2Cu(UO_2)(CO_3)_4 \cdot 6H_2O$ - triclinique

La voglite forme des recouvrements écailleux; ces écailles sont rhomboédriques avec un angle inférieur aigu de 75° à 80°.

Propriétés. Indices de réfraction : np = 1,54, ng = 1,56. Éclat perlé, couleur vert émeraude à vert gazon brillant.

Gisements. On la trouve avec la liebigite comme altération de l'uraninite dans la mine d'Elias, près de Joachimsthal (Bohême).

Studtite (formule incertaine) - orthorhombique

Ce minéral rare est un carbonate d'uranium hydraté que l'on a trouvé à Shimkolobwe au Katanga (Zaïre). Il se présente en encroûtements de cristaux flexibles et fibreux. La studtite est jaune, et ses indices de réfraction sont : np = 1,54, ng = 1,68.

Borates

Ludwigite $(Mg,Fe^{2+})_2Fe^{3+}(O_2|BO_3)$ - orthorhombique
Vonsénite $(Fe^{2+}Mg)_2Fe^{3+}(O_2|BO_3)$ - orthorhombique

Les minéraux de cette série se présentent en masses fibreuses radiées ou entremêlées, donnant alors des agrégats denses microcristallins veloutés. Ils forment aussi des agrégats en rosettes de cristaux aciculaires, ou sont parfois grenus. Les beaux cristaux prismatiques allongés selon [001] sont rares et sans faces terminales.

Propriétés. Dureté : 5; densité : 4,7 (vonsénite) à 3,6 (ludwigite); indices de réfraction : np = 1,83, ng = 2,00. Opaque sauf pour les petits grains contenant beaucoup de Mg (ludwigite). Éclat soyeux sur les cas-

sures fraîches; couleur noir charbon à noir verdâtre pour la vonsénite inclinant au vert foncé pour la ludwigite. Difficiles à casser.

Gisements. Ce sont des minéraux de haute température découverts dans les gisements de métamorphisme de contact, associés à la magnétite, au diopside, à la forstérite et à la szaibélyite. De belles masses fibro-radiées ont été trouvées à Brosso près de Turin (Italie).

Sussexite $Mn_2(B_2O_5) \cdot H_2O$ - orthorhombique *Ascharite ou szaibélyite* *$Mg_2(B_2O_5) \cdot H_2O$ - orthorhombique*

Le plus souvent, ces minéraux se présentent en petites veines ou en masses dont la structure fibreuse feutrée ressemble à celle de l'amiante. Ils apparaissent aussi parfois sous forme de nodules denses ou crayeux.

Propriétés. Dureté : 3 à 3 $\frac{1}{2}$; densité : 3,30 (sussexite) à 2,62 (ascharite) ; indices de réfraction de l'ascharite : np = 1,57, ng = 1,65, et de la sussexite : np = 1,67, ng = 1,73. Éclat soyeux à terne ou terreux de couleur blanche à jaune paille. Les fibres ne sont pas flexibles.

Gisements. Ces deux minéraux se trouvent dans les veines hydrothermales et les calcaires cristallins, associés à la ludwigite dans les skarns à magnétite. On en a récemment retrouvé à Brosso, près de Turin (Italie), de grandes masses associées à la ludwigite.

Kurnakovite $Mg(B_3O_3(OH)_5) \cdot 5H_2O$ - triclinique

On trouve la kurnakovite en agrégats denses et grenus ou en gros cristaux avec les faces (100), (010), $(10\bar{1})$ et $(01\bar{1})$.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 1,85; indices de réfraction : np = 1,49, ng = 1,52. Éclat vitreux incolore à blanc.

Gisements. La kurnakovite se rencontre dans le gisement de borate d'Inderkozakhstan (U.R.S.S.), en partie associée à l'ascharite. Les plus gros cristaux proviennent de Californie.

Meyerhofférite $Ca(B_3O_3(OH)_5) \cdot H_2O$ - triclinique

Les cristaux sont habituellement allongés selon l'axe [001] et aplatis sur la face (100) ou aussi sous forme fibreuse.

Propriétés. Dureté : 2; densité : 2,12; indices de réfraction : np = 1,50, ng = 1,56. Transparent à translucide. Les cristaux ont un éclat vitreux tandis que les masses fibreuses ont un éclat soyeux. Incolore à blanche. Elle se clive parfaitement suivant {010}.

Gisements. C'est un minéral associé à la colémanite dans les gisements de borates de Californie.

Inyoïte $Ca(B_3O_3(OH)_5) \cdot 4H_2O$ - monoclinique

Les cristaux sont prismatiques courts, allongés selon [001] ou tabulaires sur (001), avec les formes {110} et {001} dominantes. L'inyoïte est aussi grenue, massive ou en agrégats grossièrement sphérolitiques.

Propriétés. Dureté : 2; densité : 1,875; indices de réfraction : np = 1,49, ng = 1,52. Éclat vitreux, incolore et transparent, devenant blanc et s'assombrissant par déshydratation. Ce minéral est fragile et sa cassure est irrégulière.

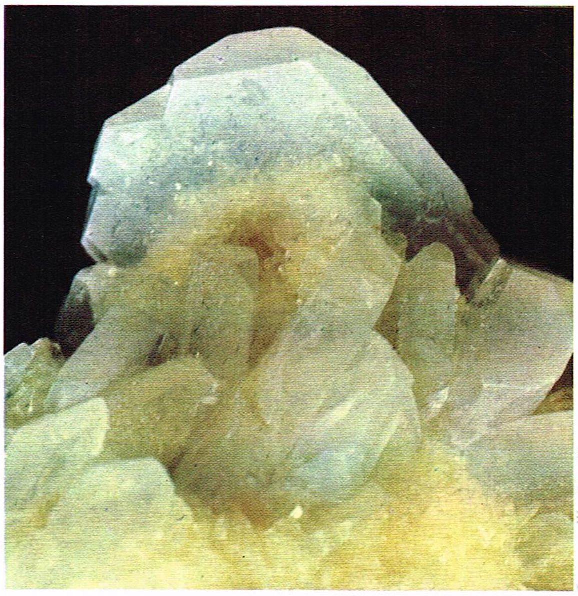
Gisements. Minéral associé à la meyerhofférite et à la colémanite dans les gisements de borates de Californie. D'intéressants groupes de cristaux viennent de Kazakhskaïa (U.R.S.S.).

Borax $Na_2(B_4O_5(OH)_4) \cdot 8H_2O$ - monoclinique

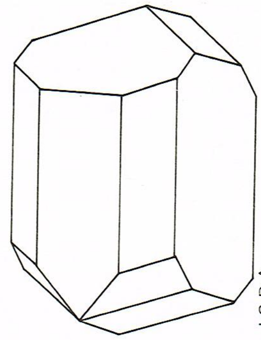
La forme des cristaux de borax ressemble beaucoup à celle du pyroxène : ils sont habituellement prismatiques courts, allongés selon [001] ou souvent légèrement tabulaires sur (100). Les faces en zone avec [001] et [110] dominent et sont généralement malformées par suite d'un développement anormal d'une ou plusieurs de ces faces en zone.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 $\frac{1}{2}$; densité : 1,715; indices de réfraction : np = 1,45, ng = 1,47. Translucide à opaque; éclat vitreux ou résineux incolore à blanc ou grisâtre, bleuâtre, verdâtre. Il se clive parfaitement sur (100). Plutôt fragile; sa cassure est conchoïdale. Goût alcalin faible et un peu sucré. Diamagnétique.

Gisements. Le borax dépose par évaporation dans les lacs salés où il est associé à la halite, au trona, à l'ulexite, la thénardite, la glaubérite, au gypse, à la calcite, la



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

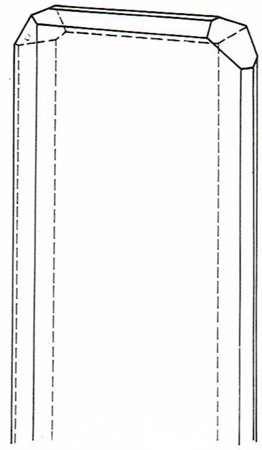


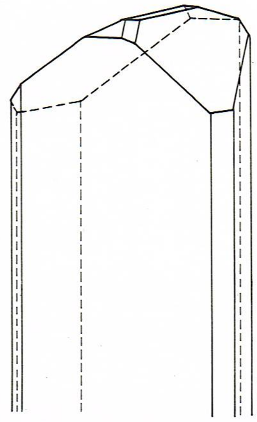
I.G.D.A.

▲ *Ci-dessus, gros cristaux de* borax *provenant de Searles Lake (Californie).*
En haut à droite, schéma d'un cristal de borax *de forme classique.*

▶ *Ci-contre, représentation schématique de deux formes de cristallisation de la* meyerhofférite.

▼ *A gauche,* ulexite fibreuse, *à droite,* ulexite transparente *provenant de Boron (Californie) [Londres, British Museum].*





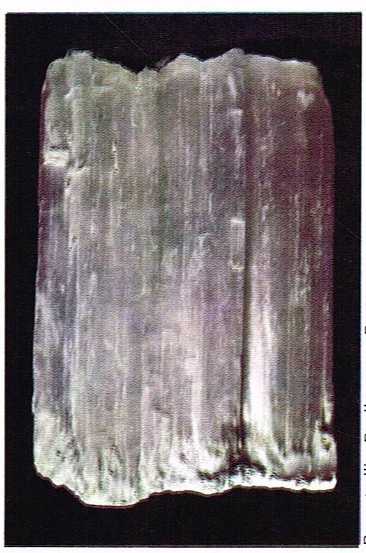
I.G.D.A.

gaylussite et à divers sulfates et carbonates de sodium rares. Le borax se rencontre aussi en efflorescences sur les sols des régions arides et en solution dans des sources chaudes. De très gros cristaux ont été trouvés en Californie (Borax Lake West-Baker).

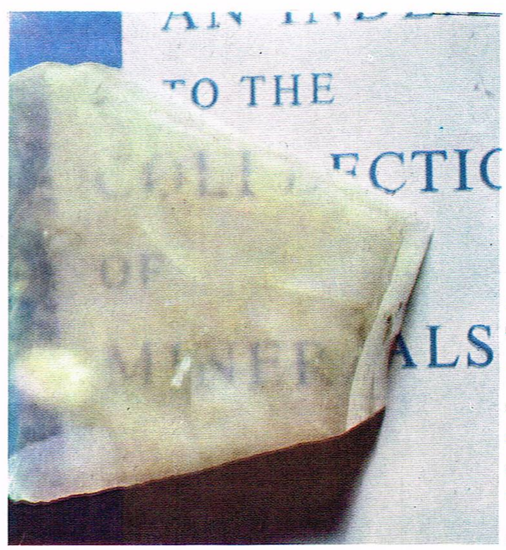
Ulexite $NaCa[B_5O_6(OH)_6] \cdot 5H_2O$ - triclinique

Elle se présente en petits nodules arrondis ou en masses ressemblant à des lentilles constituées de cristaux capillaires à aciculaires. Les fibres sont radiées ou parfois orientées au hasard vers le centre de la masse et parallèles entre elles à la périphérie. L'ulexite forme aussi des encroûtements botryoïdaux de fibres ayant une structure fibro-parallèle. Les cristaux distincts sont très rares et très allongés selon [001].

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$; densité : 1,955; indices de réfraction : np = 1,49, ng = 1,52. Les agrégats ont un éclat soyeux ou satiné blanc pur, celui des cristaux



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



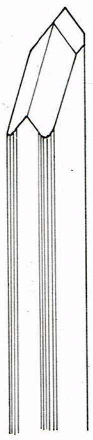
Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

est vitreux incolore. Sans goût. Fragile; la cassure est inégale. Ce minéral se clive parfaitement sur (010). Les macles polysynthétiques sont communes sur les agrégats massifs.

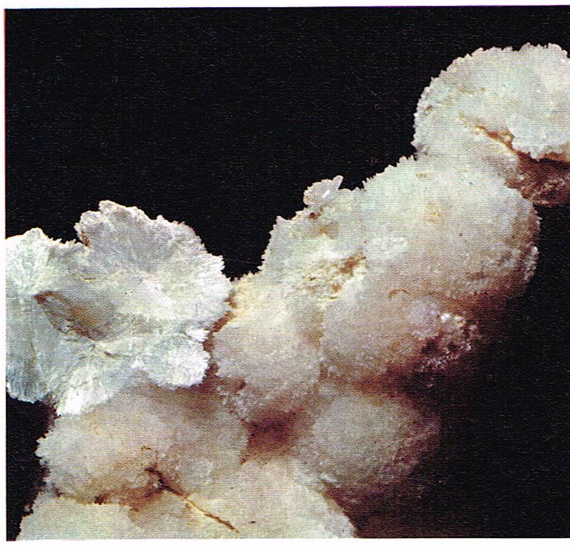
Gisements. On trouve typiquement l'ulexite dans les dépôts de lacs salés situés en régions arides (Californie, Nevada), associée au borax, à la glaubérite, au trona, etc.

Pricéite $5CaO \cdot 6B_2O_3 \cdot 9H_2O$ **- *triclinique***

Elle se présente en masses nodulaires ou irrégulières, douces et crayeuses à dures, ou compactes et dures.



I.G.D.A.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche,* ***schéma d'un cristal d'hydroboracite provenant de Ryan (Californie);*** *à droite,* ***hydroboracite fibro-radiée provenant de Turquie.***



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ ***Cristaux de colémanite provenant de San Bernardino County (Californie) [musée d'Histoire naturelle, Milan].***

Propriétés. Dureté : 3 à 3 ½; indices de réfraction : np = 1,57, ng = 1,59. Éclat terreux blanc. Cassure terreuse à conchoïdale pour les variétés compactes et dures.

Gisements. C'est un minéral associé à la colémanite et au gypse dans les gisements de borates de Californie (Death Valley).

Larderellite $NH_4[B_5O_6(OH)_4]$ **- *monoclinique***

Au microscope, elle apparaît sous forme de tablettes rhomboïdales aplaties sur (100).

Propriétés. Dureté et densité non connues; indices de réfraction : np = 1,49, ng = 1,56. Elle est blanche ou quelquefois jaunâtre à cause de l'admission d'impuretés. Elle est sans goût et se décompose dans l'eau chaude.

Gisements. On l'a trouvée associée à la sassolite et l'ammonioborite dans l'acide borique des fumerolles en Toscane (Italie).

Colémanite $Ca[B_3O_4(OH)_3] \cdot H_2O$ **- *monoclinique***

Les cristaux sont habituellement prismatiques courts selon [001] avec la face (110) bien développée, la face (001) plus ou moins grande et des faces terminales complexes; ils sont parfois équidimensionnels, pseudorhomboédriques avec les faces (110) et (301) ou aussi pseudo-octaédriques avec les faces (221) et (011). La colémanite est souvent massive, clivable et grenue à compacte ou en agrégats sphérolitiques.

Propriétés. Dureté : 4 ½; densité : 2,423; indices de réfraction : np = 1,50, ng = 1,61. Transparente à translucide; éclat vitreux à adamantin, brillant, incolore ou blanc laiteux, blanc jaunâtre, ou encore gris. Sa cassure est inégale à subconchoïdale, et elle se clive parfaitement sur (010).

Gisements. La colémanite se rencontre dans les terrains sédimentaires du Tertiaire associée au gypse, à la célestite et à d'autres borates dont la formation est liée très probablement au volcanisme (fumerolles, sources chaudes). De très beaux groupes de cristaux ont été trouvés à Death Valley (Californie) et dans diverses mines de l'ouest de l'Anatolie (Turquie).

Hydroboracite $MgCa[B_3O_4(OH)_3]_2 \cdot 3H_2O$ **- *monoclinique***

Les cristaux sont allongés selon [001] et aplatis sur (010). Ils peuvent être lamellaires, fibreux, radiés, ressemblant à du gypse fibreux. L'hydroboracite est souvent compacte et finement grenue.

Propriétés. Dureté : 2 (cristaux) à 3 (masses compactes); densité 2,167; indices de réfraction : np = 1,52, ng = 1,57. Transparent. Éclat vitreux et soyeux pour les masses fibreuses. L'hydroboracite est claire, incolore à blanche. Elle se clive parfaitement sur (010).

Gisements. C'est un minéral des dépôts salins, associé à la halite à Stassfurt (Allemagne) et à d'autres borates dans les gisements de Californie (Inyo County).

Probertite $NaCa[B_5O_7(OH)_4] \cdot 3H_2O$ **- *monoclinique***

La probertite forme habituellement des rosettes ou des groupes radiés d'aiguilles ou de lattes d'environ 3 cm de longueur, ou bien des agrégats durs compacts et réticulés. Les cristaux sont rarement isolés; ils sont alors aciculaires, allongés selon [001] et légèrement aplatis sur (100), rarement sur (110).

Propriétés. Dureté : 3 ½; densité : 2,14; indices de réfraction : np = 1,51, ng = 1,54. Éclat vitreux, incolore à transparent. Fragile, son clivage est parfait sur (110).

Gisements. Les premiers échantillons de probertite ont été trouvés dans les gisements de kernite, dans le district de borate de Kramer au sud-est de la région de Kern (Californie).

Kaliborite $KMg_2H[B_6O_8(OH)_5]_2 \cdot 4H_2O$ **- *monoclinique***

Les cristaux sont généralement petits, souvent disposés en agrégats; leurs faces ne sont pas développées symétriquement. La kaliborite est aussi massive et grenue.

Propriétés. Dureté : 4 à 4 ½; densité : 2,128; indices de réfraction : np = 1,51, ng = 1,55. Transparent; éclat vitreux, incolore à blanc, parfois aussi brun rougeâtre. Elle se clive parfaitement sur (001) et ($\bar{1}01$).

Gisements. La kaliborite a été trouvée en cristaux dans les gîtes salins de Stassfurt (Allemagne).

Hambergite $Be_2(OH,F)|BO_3$ **- *orthorhombique***

Les cristaux sont prismatiques, allongés selon [001], souvent aplatis sur (100). Ils sont habituellement grands avec la forme {100} striée selon [001] et les faces terminales ternes.

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 2,359; indices de réfraction : np = 1,55, ng = 1,63. Transparente;



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Éclat vitreux incolore inclinant au blanc grisâtre et jaunâtre. Fragile, elle se clive parfaitement sur (010).

Gisements. Minéral rare des pegmatites alcalines associé au spodumène, à la danburite et au béryl. Les cristaux les plus purs viennent d'Imalo et Maharitra (Madagascar).

Rhodizite $(Cs,K,Rb)Al_4Be_4[B_{11}O_{26}(OH)_2]$ - cubique

Les cristaux de rhodizite sont dodécaédriques et aussi tétraédriques. Le plus grand cristal connu (6 cm) est conservé à l'École des mines de Paris.

Propriétés. Dureté : 8 ; densité : 3,38. Transparente à translucide ; éclat vitreux inclinant à l'adamantin. Elle est incolore à blanche, mais aussi grisâtre ou blanc jaunâtre. Sa cassure est conchoïdale. Pyro-électrique.

Gisements. Les premiers cristaux trouvés à Sarapulsk et Schaitansk près de Mursink, au nord de Sverdlovsk dans les montagnes de l'Oural (U.R.S.S.), étaient minuscules et situés sur de la tourmaline rouge. D'autres très beaux cristaux ont été trouvés, associés à la rubellite dans une pegmatite d'Ambatofinandrahama (Madagascar).

Boracite $Mg_3[Cl|B_7O_{13}]$ - cubique au-dessus de 265 °C et orthorhombique pseudocubique à la température ordinaire

Les cristaux sont habituellement isolés, quelquefois en groupes ou aussi en petits individus fixés sur les grandes faces d'individus uniques. Ils sont souvent cubiques, dodécaédriques ou cubo-octaédriques avec la forme {111} habituellement plus grande et plus brillante que {$\bar{1}$11}. Ils se présentent souvent en agrégats finement grenus ou fibreux.

Propriétés. Dureté : 7 à 7 $\frac{1}{2}$; densité : 2,91 à 2,97 (cristaux incolores) et 2,97 à 3,10 (cristaux verts) ; indices de réfraction : np = 1,66, ng = 1,67. Transparente à translucide. Éclat vitreux inclinant à l'adamantin. Incolore à blanc ; parfois jaune, vert bleuâtre, vert et vert foncé (type ferreux). Sa cassure est conchoïdale à inégale. Fortement piézo-électrique et pyro-électrique.

Gisements. On trouve la boracite en lits dans les dépôts sédimentaires d'anhydrite, de gypse et d'halite et dans les dépôts de potasse de type océanique. De beaux cristaux centimétriques viennent de Wathlingen (Allemagne fédérale).

Sulfates

Thénardite $Na_2[SO_4]$ - orthorhombique

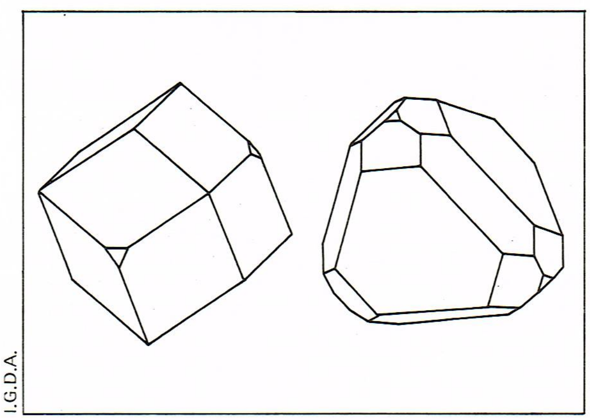
Ce minéral se présente en cristaux dipyramidaux avec la forme {111} et des troncatures secondaires. Les cristaux de 10 cm et plus sont assez communs, mais apparaissent aussi en encroûtements pulvérulents. Ils se maclent souvent sur la face (110), produisant des groupes cruciformes. Le clivage suivant {010} est parfait.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$ à 3 ; densité : 2,664. Éclat vitreux inclinant à résineux ; indices de réfraction :

◄ *Cristaux d'hambergite provenant d'Aujanabousana (Madagascar) [Londres, British Museum].*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



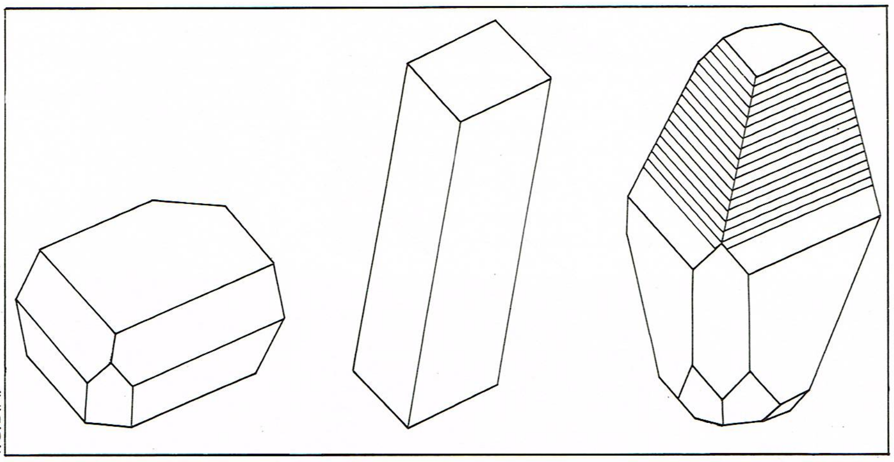
I.G.D.A.

▲◄ *Ci-dessus, cristaux de rhodizite provenant de Madagascar ; ci-contre, représentation schématique d'une forme de cristallisation du même minéral.*

▼ *Cristaux de thénardite provenant de Borax Lake (Paris, École nationale supérieure des mines).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

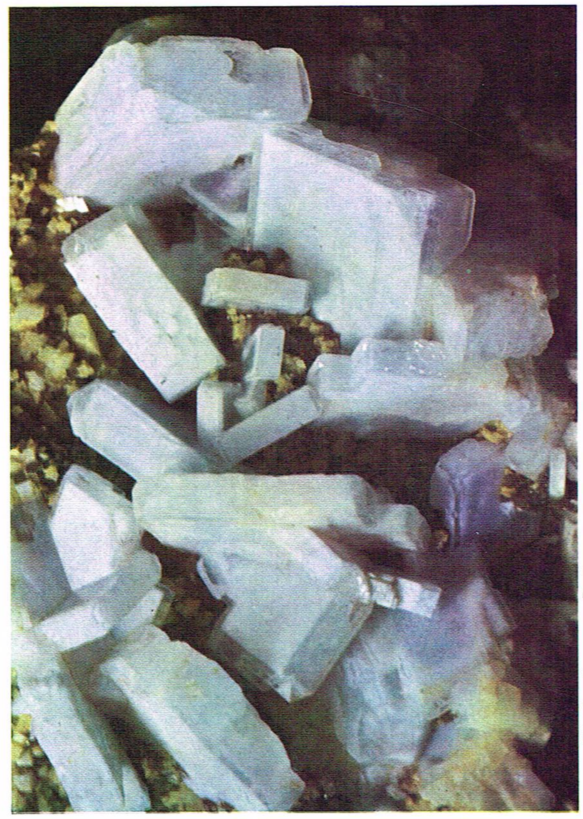


I.G.D.A.

▲▶ *Ci-dessus, représentation schématique de divers cristaux de glaubérite ; ci-contre, à gauche, cristaux du même minéral provenant de l'Arizona (Paris, École nationale supérieure des mines).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *Ci-contre, à droite, cristaux tabulaires de barytine, minéral très recherché pour ses usages industriels (Traversella, Piémont).*

▼ *Représentation schématique de divers cristaux de thénardite, les deux premiers provenant de Californie, le troisième du désert d'Atacama.*

np = 1,471, ng = 1,484. Sans couleur quand elle est pure, mais aussi blanc grisâtre, jaunâtre ou brun-jaune. Transparente à translucide. Goût légèrement salé.

Gisements. Ce minéral se forme par évaporation des lacs salés en régions arides. On le trouve associé à l'epsomite, la glaubérite, le gypse, etc. De gros cristaux iennent de Bilma (Sahara) et du Niger.

Glaubérite $CaNa_2[SO_4]_2$ - monoclinique

La glaubérite cristallise sous des formes variables, soit tabulaires sur (001) avec parfois les faces (110), soit prismatiques suivant [$\bar{1}01$] avec les faces (111) bien développées, soit encore dipyramidales avec les faces (111) et (1$\bar{1}$0) combinées ou prismatiques suivant [001] avec les faces (110). Les faces (001) et (111) sont souvent striées.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3 ; densité : 2,75 à 2,85 ; indices de réfraction : np = 1,515, ng = 1,54. Transparente à translucide ; éclat vitreux à légèrement cireux et perlé sur la face de clivage ; couleur habituellement grise ou jaunâtre, quelquefois incolore, ou rougeâtre à cause d'inclusions d'oxyde de fer. Fragile, sa cassure est conchoïdale. Elle se clive parfaitement sur (001). Goût légèrement salé.

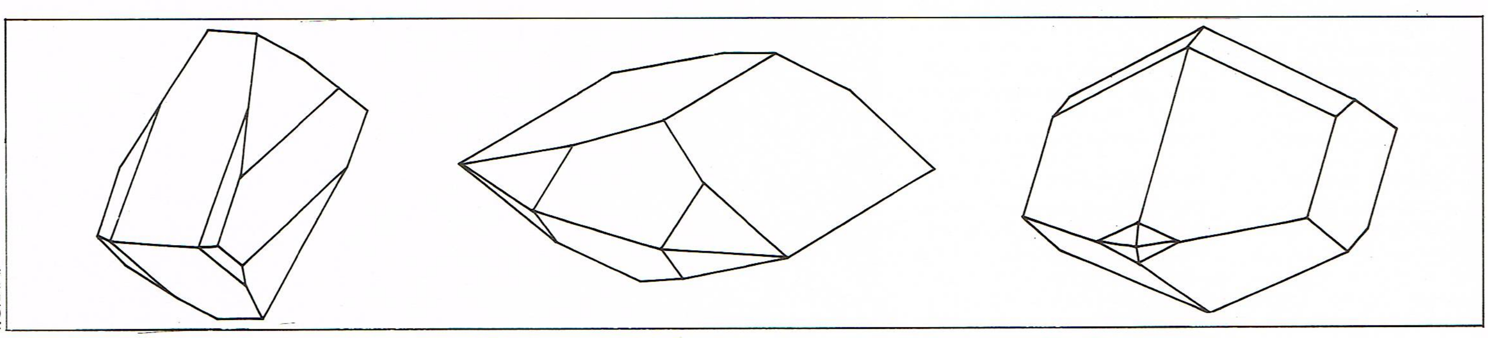
Gisements. C'est un constituant très répandu des dépôts salins dont l'origine peut aussi bien être marine que lacustre. De beaux cristaux transparents viennent de la région de Tolède (Espagne).

Barytine ou baryte $Ba[SO_4]$ - orthorhombique

Recherchée pour ses usages industriels, la barytine est habituellement tabulaire sur (001) plus ou moins épaisse, avec les faces latérales (210) seules ou combinées avec (101), (011) et autres ; ces cristaux tabulaires peuvent présenter un allongement selon [100] ou [010]. Ils sont moins souvent prismatiques, plus ou moins allongés selon [001], ou prismatiques selon [100] ou [010], ou encore équidimensionnels. Habituellement grands, ils sont disposés en agrégats de cristaux tabulaires ou en rosettes. La barytine est parfois massive, grenue à compacte et cryptocristalline ; elle apparaît aussi sous forme de concrétions globulaires ou nodulaires et fibreuses intérieurement ou encore terreuses.

Propriétés. Dureté : 3 à $3\frac{1}{2}$; densité : 4,50 ; indices de réfraction : np = 1,63, ng = 1,65. Transparente à subtranslucide ; éclat vitreux inclinant à résineux ; quelquefois perlé sur (001) et sur d'autres formes. La barytine est incolore à blanche ou tirant sur le jaune, le brun, le brun foncé, le rougeâtre, le gris, rarement verdâtre ou bleue. Fragile, sa cassure est inégale. Elle se clive parfaitement sur (001). Elle est diamagnétique ; certaines variétés sont fluorescentes dans l'ultraviolet et souvent thermoluminescentes et phosphorescentes.

Gisements. C'est un minéral très fréquent des filons hydrothermaux, associé à la fluorite, la blende, la galène, la stibine, etc. La barytine se rencontre également dans



I.G.D.A.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ ***A gauche, cristaux prismatiques de célestite à inclusions de soufre provenant d'Enna (Sicile) [musée d'Histoire naturelle, Milan]. A droite, cristaux tabulaires d'anglésite provenant de Monteponi (Sardaigne) [musée d'Histoire naturelle, Milan].***

des argiles sous forme de nodules (dépôts résiduels parfois importants) et dans les roches sédimentaires (calcaires) en filons et en lentilles. De grands cristaux proviennent des filons métallifères du Cumberland, de Saxe, de Roumanie. En France, de beaux cristaux de couleur miel ont été trouvés à Saint-Saturnin (Puy-de-Dôme).

Célestite $Sr[SO_4]$ *- orthorhombique*

C'est le principal minerai de strontium recherché par l'industrie. Le développement des cristaux est très variable : ils sont habituellement tabulaires, minces à épais sur (001), avec les faces (210) bien développées; ces cristaux peuvent présenter un allongement selon [100]. La célestite peut également montrer un allongement selon [100], les deux autres directions étant égales, moins fréquemment équidimensionnelles ou pyramidales. Elle se présente aussi en nodules, en veines fibreuses, en masses grenues, en cristaux lenticulaires ou en agrégats; elle est rarement lamellaire, ou terreuse mélangée à de l'argile et à de la calcite.

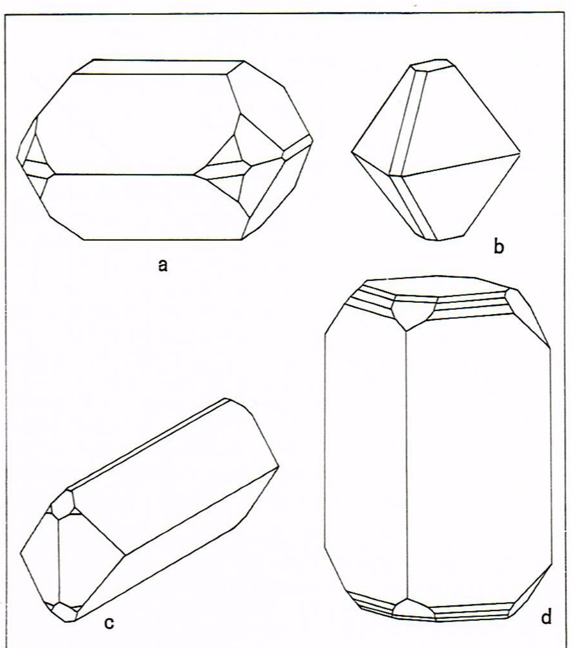
Propriétés. Dureté : 3 à 3 $\frac{1}{2}$; densité : 3,97; indices de réfraction : np = 1,62, ng = 1,64. Transparente à translucide; éclat vitreux inclinant au perlé sur les faces de clivage; incolore à bleu pâle, mais aussi blanche, rougeâtre, verdâtre ou brunâtre. La couleur bleue est quelquefois inégalement distribuée suivant les zones de croissance. La cassure est inégale et son clivage est parfait sur (001). La célestite est parfois fluorescente et thermoluminescente; la fluorescence est quelquefois due à l'inclusion de matière organique.

Gisements. La formation de ce minéral d'origine sédimentaire (calcaires, dômes salins, etc.) donne lieu à diverses théories. En Sicile, la célestite se forme lors de la transformation du gypse en soufre. Depuis quelques années, de grandes géodes de cristaux limpides et bleus viennent de Madagascar. Les plus grands cristaux venaient autrefois de l'île de Strontian (Canada).

Anglésite $Pb[SO_4]$ *- orthorhombique*

L'anglésite est souvent bien cristallisée. Les cristaux sont tabulaires minces à épais sur (001) avec les faces (210) et (101). Ils sont quelquefois allongés selon [100] ou [010]. Ils peuvent être prismatiques allongés selon [001] avec les faces (210) bien développées et striées verticalement ou selon [100] avec les faces (011) bien développées : ce sont parfois de gros prismes allongés selon [010] avec les faces (101) et (102), des cristaux tabulaires sur (100), des cristaux équidimensionnels ou pyramidaux avec les faces (111), (211) et autres. Les faces (100) et (210) sont souvent striées selon [001]. L'anglésite est communément massive, grenue à compacte, nodulaire, stalactitique.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$ à 3; densité : 6,38 pour les cristaux et inférieure pour les types terreux; indices de réfraction : np = 1,87, ng = 1,90. Transparente à opaque; éclat adamantin inclinant à résineux et vitreux pour quelques échantillons. Incolore à blanche, souvent teintée de gris, de jaune, de vert et quelquefois de bleu. Fragile, sa cassure est conchoïdale. Elle se clive bien sur (001). Elle est souvent fluorescente en jaune à la lumière ultraviolette.



I.G.D.A.

◀ ***Représentation schématique de divers cristaux d'anglésite provenant : a, d'Anglesey; b, du Nevada; c, du Pérou; d, de Mies.***

▶ *Page ci-contre, à gauche, cristaux de calédonite provenant de Mammoth Mine à Tiger (Arizona) [Paris, École nationale supérieure des mines].*

Gisements. Minéral secondaire formé par l'oxydation de la galène. Les meilleurs cristaux viennent du Tsumeb (Namibie), de Monte Poni (Iglésias, en Sardaigne) où elle est associée à la phosgénite et de Sidi Amor Ben Salem (Tunisie).

Antlérite $Cu_3[(OH)_4|SO_4]$ - orthorhombique

Les cristaux sont habituellement tabulaires épais sur (010) ou prismatiques courts allongés selon [001]. L'antlérite se présente aussi en agrégats entrelacés et friables de cristaux aciculaires à fibreux; elle est parfois feutrée ou grenue; son clivage sur (010) est parfait. Elle est fragile.

Propriétés. Dureté : 3 ½; densité : 3,88; indices de réfraction : np = 1,726, ng = 1,789. Éclat vitreux; couleur vert émeraude à vert noirâtre, qui ressemble beaucoup à celle de la brochantite et de l'atacamite; elle est translucide.

Gisements. C'est un minéral secondaire de zones d'oxydation des gisements cuprifères en région aride. L'antlérite est associée à la chalcantite, la natrocalcite, la brochantite, le gypse, etc. Les cristallisations qu'on peut voir dans les musées viennent des mines d'Arizona (U.S.A.) et de Chuquicamata (Chili).

Brochantite $Cu_4[(OH)_4|SO_4]$ - monoclinique

Elle se présente en cristaux aciculaires ou prismatiques assez gros, allongés selon [001], quelquefois tabulaires sur (010) ou parfois tabulaires sur (001). Les cristaux aciculaires forment des agrégats peu cohérents. La brochantite est aussi massive, grenue. Elle se macle communément sur la face (100), et le clivage sur cette face est parfait. La cassure est inégale à conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4; densité : 3,97; indices de réfraction : np = 1,728. ng = 1,80, Éclat vitreux, un peu perlé sur les faces de clivage. Couleur vert émeraude à vert noirâtre; transparente à translucide.

Gisements. Ce minéral secondaire est assez commun dans les gisements de cuivre. Les plus belles cristallisations viennent de Chuquicamata (Chili) et de Bisbee (Arizona).

Linarite $PbCu[(OH)_2|SO_4]$ - monoclinique

Les cristaux sont allongés selon la direction [010] et souvent tabulaires sur ($\bar{1}01$) ou (001). La linarite se présente en cristaux isolés ou en groupes, en encroûtements ou en agrégats confus de cristaux prismatiques. La macle sur (100) est assez commune; le clivage sur (100) est parfait. Sa cassure est conchoïdale, et elle est fragile.

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 5,35; indices de réfraction : np = 1,809, ng = 1,859. Éclat vitreux à subadamantin; couleur bleu azur foncé; translucide. Elle se distingue de l'azurite en blanchissant dans l'acide chlorhydrique alors que cette dernière fait effervescence.

Gisements. Minéral secondaire des zones d'oxydation des gisements de cuivre. Il est associé à la cérusite, la malachite, la brochantite, l'anglésite, etc. Les meilleurs cristaux viennent de Leadhills (Écosse) et de Rougtten Hill (Cumberland).

Alunite $KAl_3[(OH)_6|(SO_4)_2]$ - rhomboédrique

Les cristaux sont petits et rares, et se présentent en druses dans l'alunite massive ou en agrégats. Les cristaux sont souvent tabulaires sur (0001) ou terminés par une forme rhomboédrique plate. L'alunite est aussi massive et dense lorsqu'elle est mélangée à d'autres espèces minérales telles que le quartz, etc. Elle est parfois fibreuse. Les cristaux ont une cassure conchoïdale alors que les masses denses ont une cassure inégale esquilleuse à conchoïdale. L'alunite est fragile.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4; densité : 2,6 à 2,9; indices de réfraction : np = 1,572, ng = 1,592; éclat vitreux un peu perlé sur (0001); couleur blanche quand elle est pure, mais aussi grisâtre, jaunâtre, rougeâtre, brun rougeâtre; transparente à translucide. Fortement pyro-électrique.

Gisements. Minéral des fumerolles, l'alunite est aussi de formation secondaire, résultat de l'action de l'acide sulfurique (provenant de l'oxydation de la pyrite) sur des roches silicatées; c'est un sulfate assez fréquent des gisements de sulfures métalliques. Le gisement de Tolfa (Italie) est l'un des plus connus.

Jarosite $KFe_3[(OH)_6|(SO_4)_2]$ - rhomboédrique

Les cristaux sont minuscules et indistincts; ils ont habituellement une forme cubique {01$\bar{1}$2} ou tabulaire sur (0001). La jarosite se présente en croûtes ou en enduits de microcristaux, mais elle est aussi massive, grenue ou fibreuse; elle peut parfois être pulvérulente ou former des concrétions. Sa cassure est inégale à conchoïdale. Elle est fragile.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3 ½; densité : 2,91 à 3,26; indices de réfraction : np = 1,72, ng = 1,820. Éclat subadamantin à vitreux sur les faces et résineux sur les cassures. Couleur ocre, jaune ambre à brun foncé; translucide, fortement pyro-électrique.

Gisements. Minéral secondaire très répandu dans les zones d'oxydation des gisements de la pyrite, situés dans les régions arides. Les meilleures pièces de collection viennent de Kamaresa, Laurium (Grèce), et de Baranca Jaroso (Espagne).

Argentojarosite $AgFe_3[(OH)_6|(SO_4)_2]$ - rhomboédrique

L'argentojarosite se présente en masses très finement grenues et en enduits composés de cristaux aplatis sur (0001) et de forme hexagonale. Elle se clive suivant (0001).

Propriétés. Densité : 3,66; indices de réfraction : np = 1,785, ng = 1,882. Couleur brune à jaune; éclat brillant.

Gisements. C'est un minéral rare de formation secondaire. On le trouve associé à l'anglésite à Tinto Mine (Utah, U.S.A.).

Corkite $PbFe_3(PO_4)(SO_4)(OH_6)$ - rhomboédrique

La corkite se présente en cristaux rhomboédriques, généralement pseudocubiques, similaires à ceux de la beudantite. Elle se clive parfaitement sur (0001).

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4 ½; densité : 4,295; indices de réfraction : np = 1,93, ng = 1,96. Couleur vert foncé, vert jaunâtre à jaune pâle; éclat vitreux à résineux.

Gisements. On trouve la corkite associée à la limonite dans les mines de fer de Cork (Irlande).

Beudantite $PbFe_3(AgO_4)(SO_4)(OH)_6$ - rhomboédrique

La beudantite se présente en cristaux rhomboédriques, pseudocubiques; elle se clive facilement suivant [0001].

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4 ½; densité : 4 à 4,3; indices de réfraction élevés. Couleur noire, vert foncé ou brune; éclat vitreux à résineux, transparent à opaque.

Gisements. Meilleurs gisements à Kamaresa (Grèce).

Lanarkite $Pb_2(SO_4)O$ - monoclinique

La lanarkite se présente en cristaux allongés selon [010]. Elle se clive parfaitement selon (201). Elle est flexible, en fines lamelles. Elle est aussi massive.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 6,92; indices de réfraction : np = 1,93, ng = 2,04. Éclat adamantin à résineux, mais perlé sur les faces de clivage. Couleur grise à blanc verdâtre, ou jaune pâle. Transparente à translucide. La lanarkite est fluorescente dans le jaune à l'ultraviolet et aux rayons X.

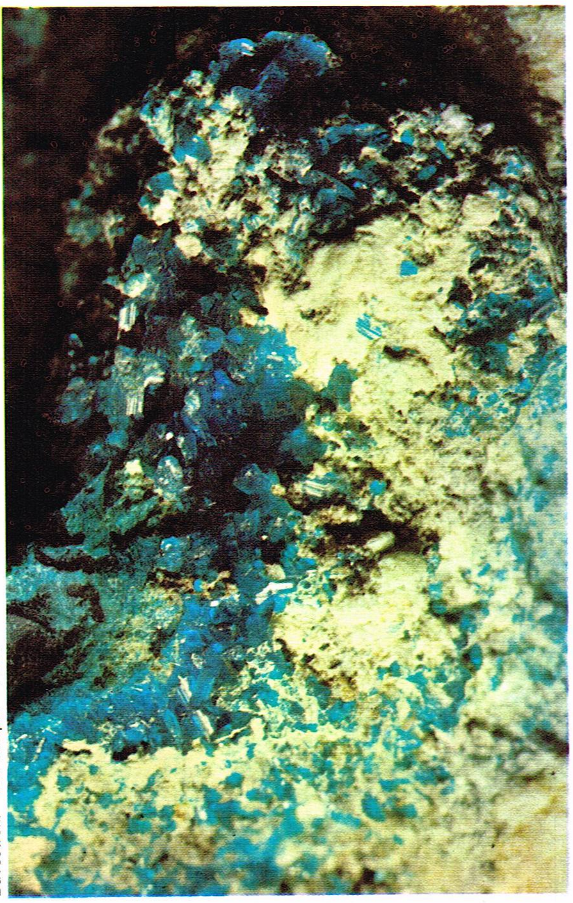
Gisements. Ce minéral rare a été trouvé associé à la leadhillite, la calédonite et la cérusite dans quelques mines de plomb. Les cristaux les plus gros proviennent de Leadhills (Écosse) et de Laquorre (Ariège).

Hanksite $Na_{22}K(SO_4)_9(CO_3)_2Cl$ - hexagonal

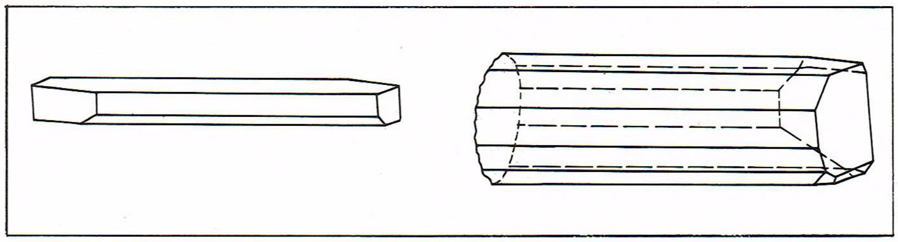
La hanksite se présente sous forme de beaux cristaux pouvant atteindre 10 cm, souvent disposés en groupes interpénétrés. Ses prismes sont hexagonaux, habituellement prismatiques courts suivant [0001] ou tabulaires sur (0001). Elle se clive bien sur (0001). Fragile, sa cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : 3 ½; densité : 2,562. Indices de réfraction : np = 1,46, ng = 1,48. Éclat vitreux à terne; sans couleur, quelquefois faiblement jaunâtre ou grise, ceci étant dû à des inclusions de particules d'argile. Transparente à translucide. Elle a un goût salé. Elle est faiblement fluorescente dans le jaune pâle pour les grandes longueurs d'onde des radiations ultraviolettes.

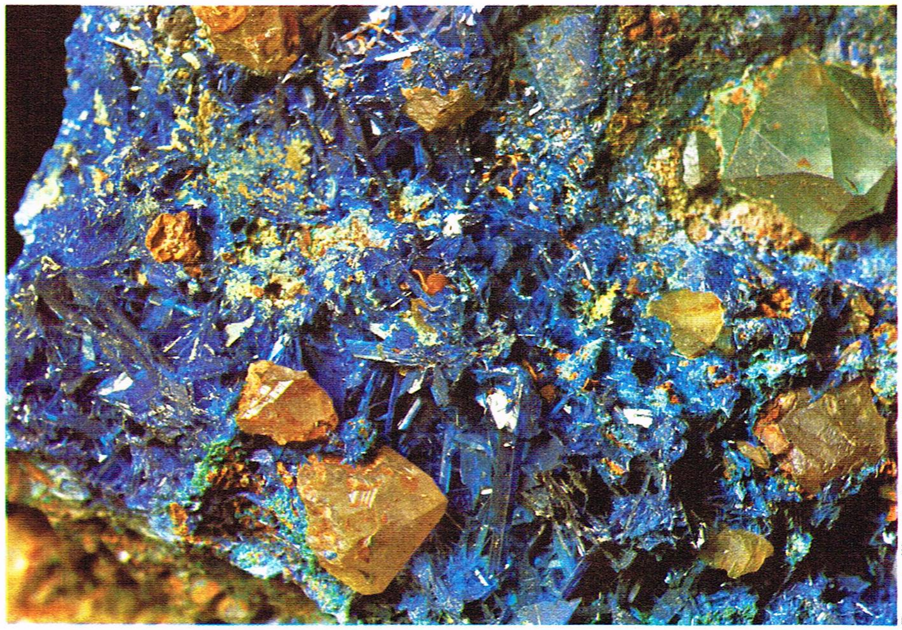
Gisements. La hanksite est abondante dans les dépôts salins de Searles Lake et San Bernardino Co. (Califor-



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



I.G.D.A.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***Ci-dessus, en haut, représentation schématique de cristaux de* linarite *provenant respectivement de Mammoth Mine (à gauche) et de Nouvelle-Calédonie (à droite). En bas, un échantillon de* linarite, *provenant de Suzannah, Leadhills (Grande-Bretagne) [Paris, École nationale supérieure des mines].***

nie) où elle est associée au borax, au trona et à l'aphthitalite.

Calédonite $Cu_2Pb_5(SO_4)_3(CO_3)(OH)_6$ - orthorhombique

La calédonite se présente en cristaux allongés selon [001], habituellement petits et disposés en groupes divergents ; les cristaux sont souvent striés suivant [001]. La calédonite est parfois en recouvrement mais rarement massive. Son clivage est parfait sur (010) ; sa cassure est inégale et elle est plutôt fragile.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3 ; densité : 5,76 ; indices de réfraction : np = 1,82, ng = 1,91. Éclat résineux ; couleur verte, vert-de-gris foncé ou vert bleuâtre. Translucide.

Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation des gisements de cuivre, associé à l'anglésite, la cérusite, la malachite, etc. De beaux échantillons viennent de Leadhills (Écosse) et de Mammoth Mine à Tiger (Arizona).

Leadhillite $Pb_4(SO_4)(CO_3)_2(OH)_2$ - monoclinique

Les cristaux sont habituellement pseudo-hexagonaux et se présentent sous forme de prisme à contours hexagonaux, tabulaires, minces ou épais sur (001) ou de forme rhomboédrique. La leadhillite peut aussi être massive ou grenue. Les faces en zone avec (101) sont souvent largement développées et striées. Le plan de macle {140} est très commun (macle par contact, de type aragonite) et le plan de macle {340} est fréquent. Le clivage sur (001) est parfait et facile ; la cassure est conchoïdale ; la leadhillite est sectile.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3 ; densité : 6,55 ; indices de réfraction : np = 1,87, ng = 2,01. Éclat résineux à adamantin et perlé sur (001). Incolore à blanc, passant au gris, vert pâle, vert bleuâtre pâle, bleu pâle ou jaunâtre. Transparent et translucide ; et montrant quelquefois une fluorescence jaune à la lumière ultraviolette.

Gisements. C'est un minéral secondaire des gisements de plomb, associé à l'anglésite, la linarite, la cérusite, etc. De belles pièces de collection viennent de Leadhills (Écosse) où ce minéral a été mis au jour pour la première fois.

Chalcanthite $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ - triclinique

La chalcanthite se présente sous forme de cristaux prismatiques courts, allongés selon [001] et moins communément tabulaires, épais sur (111). Elle se présente aussi sous forme stalactitique, réniforme, massive ou grenue. Les macles sont rares, et le clivage suivant (110) imparfait. La cassure est conchoïdale. C'est un sulfate soluble dans l'eau.

Propriétés. Dureté : 2 ½ ; densité : 2,286 ; indices de réfraction : np = 1,51, ng = 1,54 ; éclat vitreux ; couleur bleu berlin à bleu ciel, de différentes nuances, quelquefois un peu verdâtre. Subtransparente à translucide. Goût métallique désagréable.

Gisements. Ce minéral secondaire est très fréquent dans les gisements de cuivre et se forme souvent dans les galeries des mines.

Hexahydrite $MgSO_4 \cdot 6H_2O$ - monoclinique

L'hexahydrite apparaît le plus souvent en agrégats de cristaux aciculaires, rarement en beaux cristaux tabulaires épais sur (001). Elle se clive parfaitement sur (100) ; sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Densité : 1,757 ; indices de réfraction : np = 1,43, ng = 1,47. Transparente, incolore à blanche ; éclat perlé à vitreux mais habituellement blanc et opaque ; goût amer, salé.

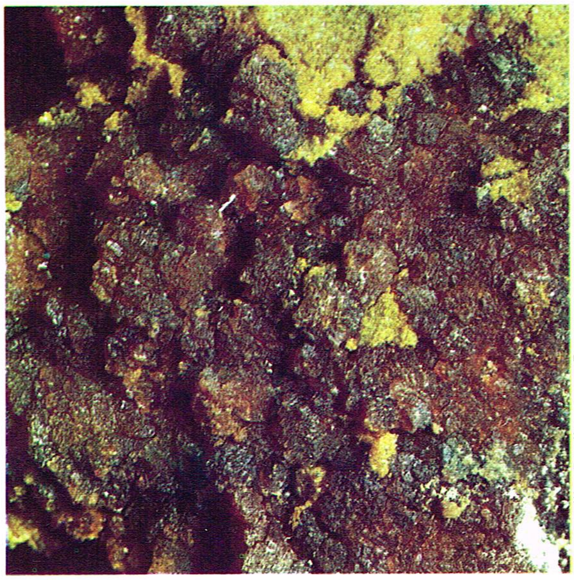
Gisements. C'est un produit de déshydratation de l'epsomite, plus rarement rencontré en efflorescences autour des lacs salés.

Parmi les localités les plus classiques, on peut citer Sidney (Australie).

Mélantérite $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ - monoclinique

La mélantérite se présente sous forme de prismes assez courts selon la direction [001], avec les formes {110} et {001} bien développées ; les cristaux sont parfois tabulaires, épais sur (010) ou $(10\bar{1})$, ou octaédriques, ceci étant dû au développement égal des formes {110}, {001} et $\{\bar{1}01\}$. Elle est aussi souvent stalactitiforme ou





Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche, agrégat d'epsomite provenant de l'Hérault (France) [Paris, École nationale supérieure des mines]. A droite,* roemérite *provenant de Rammelsberg (Harz) [Paris, École nationale supérieure des mines].*

concrétionnée, ou en agrégats fibreux à capillaires, massive ou pulvérulente. Elle se clive parfaitement sur (001). Elle est fragile, sa cassure est conchoïdale, et elle est soluble dans l'eau.

Propriétés. Dureté : 2; densité : 1,898; indices de réfraction : np = 1,47, ng = 1,49. Son éclat est vitreux, vert, de nuances variées, passant au bleu verdâtre et au bleu quand le fer est remplacé par le cuivre; subtransparente à translucide. Exposée à l'air humide, elle devient blanc jaunâtre et opaque. Goût un peu sucré, astringent et métallique.

Gisements. C'est un minéral d'altération secondaire des gisements de fer, formé par oxydation de la pyrite, de la marcassite. En France, on l'a trouvée à Salsigne dans l'Aube. Elle se forme dans les galeries, sur les parois ou les bois de mines.

Boothite $CuSO_4 \cdot 7H_2O$ - monoclinique

La boothite est habituellement massive, avec une structure cristalline ou fibreuse; elle n'apparaît que rarement en cristaux.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 $\frac{1}{2}$; densité : 2 à 2,1 ; indices de réfraction : np = 1,47, ng = 1,49. Transparente à translucide; éclat vitreux et soyeux ou perlé pour les fibres; couleur bleue, légèrement plus pâle que celle de la chalcanthite.

Gisements. C'est un minéral secondaire formé par altération des minerais sulfurés de cuivre. On peut citer Sain-Bel dans le Rhône (France) à titre de gisement typique.

Epsomite $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ - orthorhombique

Dans la nature, l'epsomite est rarement bien cristallisée. Elle se présente habituellement sous forme d'encroûtements fibreux ou aciculaires, avec des fibres allongées selon [001], de même qu'en efflorescences laineuses, et en masses botryoïdales ou réniformes. Son clivage suivant (010) est parfait et sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 $\frac{1}{2}$; densité : 1,697; indices de réfraction : np = 1,43, ng = 1,46. Éclat vitreux mais soyeux à terreux pour les types fibreux. Les cristaux uniques et purs sont incolores et transparents tandis que les agrégats massifs sont blancs et translucides; la variété cobaltifère est rose et la variété nickelifère verdâtre. L'epsomite est légèrement diamagnétique. Son goût est amer et salé.

Gisements. Ce minéral est très fréquent et ses modes de gisement sont très variés (fumerolles, dépôts salins, altération des minéraux sulfurés, etc.). De grandes masses fibreuses ont été rencontrées à Sydney (Australie) et à Calatayud (Espagne).

Morénosite $NiSO_4 \cdot 7H_2O$ - orthorhombique

Ce minéral ne se rencontre que sous forme d'encroûtements efflorescents de cristaux indistincts ou fibreux. Il se clive suivant (010) et sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 $\frac{1}{2}$; densité : 1,953; indices de réfraction : np = 1,47, ng = 1,49. Éclat vitreux; couleur vert pomme à blanc verdâtre; transparente quand elle n'est pas altérée. Elle est faiblement paramagnétique; goût métallique astringent.

Gisements. C'est un minéral secondaire des gisements de sulfures métalliques. Parmi les gisements, on peut citer Oreighton (Ontario).

Roemérite $Fe^{2+}Fe_2^{3+}(SO_4)_4 \cdot 14H_2O$ - triclinique

La roemérite se présente en cristaux cuboïdaux avec un développement important des faces en zone avec l'axe [001]; ils sont parfois tabulaires épais sur (010). La roemérite est aussi grenue. Elle se clive parfaitement sur (010) et un peu moins bien sur (001). Sa cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : 3 à 3 $\frac{1}{2}$; densité : 2,174; indices de réfraction : np = 1,52, ng = 1,58. Couleur brun rouille à jaune et parfois aussi brun-violet; éclat huileux à vitreux; translucide; goût salé astringent.

Gisements. Minéral secondaire formé par l'oxydation de la pyrite associée à la copiapite, l'halotrichite, la szomolnokite, se rencontre à Alcaparosa (Chili), dans la Copper-Quen-Mine à Bisbee (Arizona) et à Rammelsberg (Harz).

Halotrichite $Fe^{2+}Al_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$ - monoclinique

L'halotrichite se présente en agrégats radiés de cristaux aciculaires allongés selon [001], mais aussi sous

▼ *Cristaux prismatiques de* kroehnkite *provenant de Chuquicamata (Chili) [Paris, École nationale supérieure des mines].*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

un aspect feutré, ou encore forme des efflorescences. Elle est fragile; sa cassure est conchoïdale et ressemble un peu à de l'asbeste. Elle est soluble dans l'eau.

Propriétés. Dureté : $1\frac{1}{2}$; densité : 1,90; indices de réfraction : np = 1,48, ng = 1,49; éclat vitreux. Incolore à blanche, mais aussi jaunâtre ou verdâtre. Son goût est astringent.

Gisements. C'est un minéral d'altération se formant par l'action des eaux sulfatées sur des roches sédimentaires argileuses ou dans des houillères embrasées. Ses gisements sont nombreux, de grandes masses fibreuses viennent de Baiedjan (Iran).

Kroehnkite $Na_2Cu(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$ - monoclinique

La kroehnkite se présente en cristaux prismatiques courts allongés selon [001], ou en cristaux octaédriques un peu allongés selon [100] avec les formes {110} et {011} bien développées. Elle forme des encroûtements. Elle est aussi massive, grenue. Elle se macle communément sur {101} et se clive parfaitement sur {010}. Sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3; densité : 2,90; indices de réfraction : np = 1,544, ng = 1,601. Éclat vitreux; couleur bleu ciel à bleu pâle inclinant au bleu verdâtre quand elle est exposée à l'air. Transparente.

Gisements. Ce minéral secondaire provient du Chili (Atacama, Chuquicamata, Quetena) où il est associé à d'autres minéraux secondaires du cuivre (atacamite, chalcanthite, etc.).

Astrakanite $Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$ - monoclinique

Ce minéral, encore appelé bloedite, se présente en cristaux prismatiques courts, allongés selon [001], souvent très déformés. Il est aussi massif, grenu ou compact. Sa cassure est conchoïdale; il est fragile.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3; densité : 2,25; indices de réfraction : np = 1,481, ng = 1,484. Incolore, quelquefois vert bleuâtre ou rougeâtre par la présence d'inclusions; transparent; éclat vitreux. Léger goût salé et amer.

Gisements. Minéral fréquent des dépôts de sels d'origine marine, associé à la halite, la thénardite, etc. De gros cristaux ont été trouvés à Varcha, Salt Range, dans le Pendjab (Pakistan).

Léonite $K_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$ - monoclinique

Les cristaux se présentent sous forme tabulaire sur (100) ou allongés selon [001]. Ils croissent habituellement avec d'autres minéraux salins. La cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3; densité : 2,201; indices de réfraction : np = 1,483, ng = 1,490. Transparente. Incolore, mais aussi jaunâtre. L'éclat est cireux à vitreux. Le goût est amer.

Gisements. C'est un minéral secondaire des dépôts de sels d'origine marine; les meilleurs cristaux se rencontrent à Herringen (Hessen, Allemagne fédérale).

Gypse $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ - monoclinique

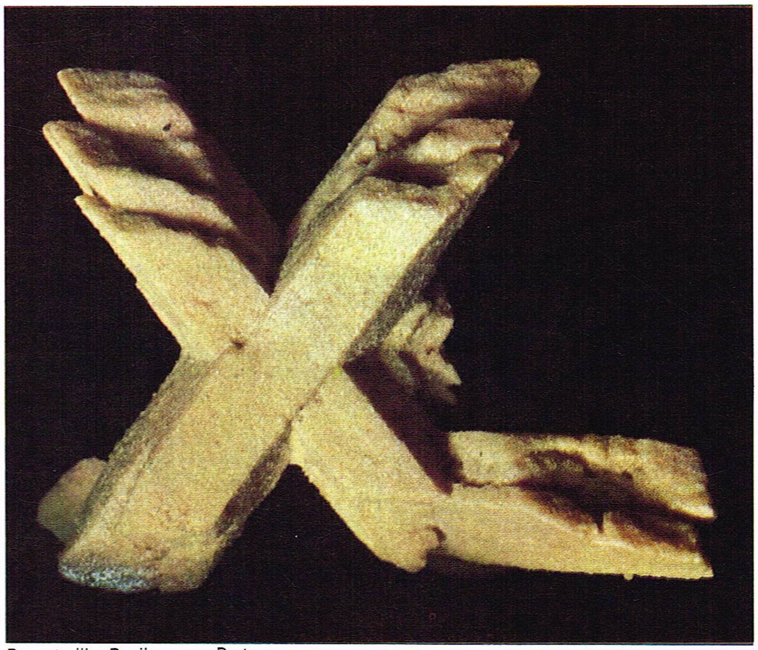
Les cristaux sont souvent tabulaires, minces à épais sur (010) avec les faces ($\bar{1}11$), (120) et ($\bar{1}03$); ils sont habituellement allongés selon [001]. Les faces (120) et (010) sont profondément striées parallèlement à [001] et la face (010) est parfois rugueuse. Les cristaux peuvent être prismatiques selon [001] avec une section presque équidimensionnelle et une forme plus ou moins allongée à aciculaire. Les faces en zone du prisme sont parfois très nombreuses et striées selon [001]. Les cristaux peuvent être lenticulaires et forment parfois des agrégats en rosettes. Le gypse est aussi massif, lamellaire, pulvérulent ou disposé en concrétions fibreuses.

Propriétés. Dureté : 2, variant avec la direction; densité : 2,317; indices de réfraction : np = 1,52, ng = 1,53. Éclat subvitreux (perlé sur les faces de clivage); incolore à transparent, mais aussi blanc, gris, jaunâtre ou brunâtre quand il est massif. Facilement flexible mais non élastique. Il présente un très bon clivage sur {010}. La macle très commune sur {100} est dite « queue d'aronde »; et sur {$\bar{1}01$} elle est dite « fer de lance ».

Gisements. C'est un minéral très utilisé par l'industrie (ciment, plâtre) dont la production dépasse soixante millions de tonnes par an. On le rencontre en couches importantes dans les gisements de sel d'origine marine,



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



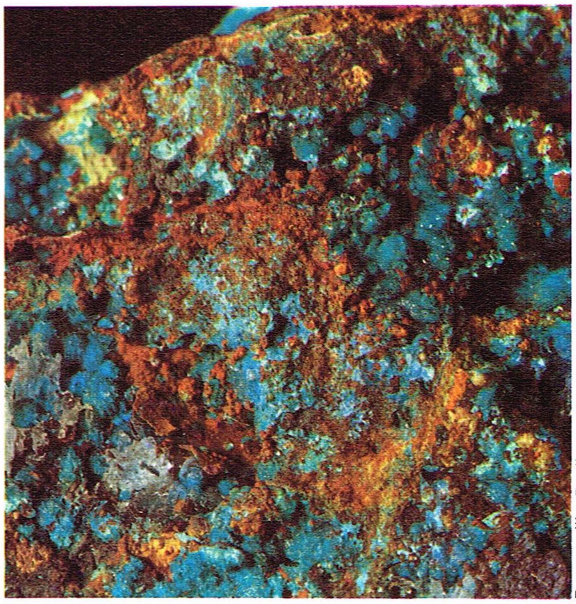
Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *Ci-dessus, en haut, cristaux de léonite, associés à des cristaux de sel gemme, provenant de Sigmundshall (Saxe) [Paris, École nationale supérieure des mines].*

▲◀ *Trois formes de cristallisation du gypse : ci-dessus, à gauche, cristaux maclés recouverts de sable (Algérie); à droite, un cristal tabulaire provenant de Wiesloch, Baden (Allemagne); ci-contre, agrégats de cristaux lenticulaires recouverts de sable (rose des sables) [Sahara].*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche, cristaux d'amarantite provenant de Sierre Gorda (Chili) [Paris, École nationale supérieure des mines]. A droite,* serpiérite *provenant du Laurium (Grèce).*

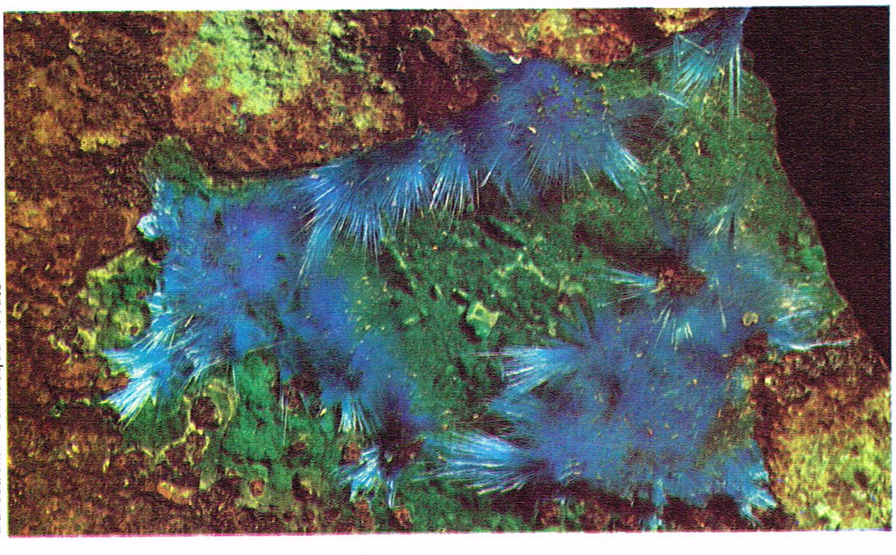
▼ *A gauche, le plus bel échantillon connu de cristaux aciculaires de* cyanotrichite *provenant de Cap-Garonne (Var). A droite,* botryogène *provenant de Knoxville (Californie) [Paris, École nationale supérieure des mines].*

dans les zones superficielles des gisements sulfurés, dans les dépôts de sources thermales, etc. Des cristaux métriques ont été rencontrés à Naica (Chihuahua, Mexique) et à Mazan (Vaucluse); associés au soufre, des cristaux très limpides viennent de Sicile. La macle en « fer de lance » est fréquente dans le Bassin parisien. Les associations de cristaux lenticulaires recouvertes de sable *(roses des sables)* sont très abondantes au Sahara.

Polyhalite $K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$ - triclinique

Les cristaux sont petits et rares. La polyhalite est habituellement massive mais aussi fibreuse à feuilletée. La macle sur (010) et (100) est commune et souvent polysynthétique. Ce minéral se clive parfaitement sur (10$\bar{1}$).

Propriétés. Dureté : 3 $\frac{1}{2}$; densité : 2,78; indices de réfraction : np = 1,548, ng = 1,567; éclat vitreux à résineux. Incolore et transparente, ou encore blanche ou grise, ou souvent rose saumon à rouge brique, ce qui est dû à de fines inclusions d'oxyde de fer.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Gisements. Ce minéral très répandu dans les dépôts salins est associé à la carnalite, la kiésérite, l'anhydrite, la glaubérite, etc.

Leightonite $K_2Ca_2Cu(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$ - triclinique

Les cristaux sont disposés en lattes allongées selon [001] et aplatis sur (100). Les surfaces courbées qui recoupent plus ou moins les coins du prisme donnent à certains cristaux l'apparence de verres de montre. La leightonite se présente aussi sous forme de fibres. Les macles lamellaires sont répétées. Il n'y a pas de clivage.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 2,95; indices de réfraction : ng = 1,595, np = 1,578. Éclat vitreux couleur bleu d'eau pâle à bleu verdâtre. Transparente à translucide.

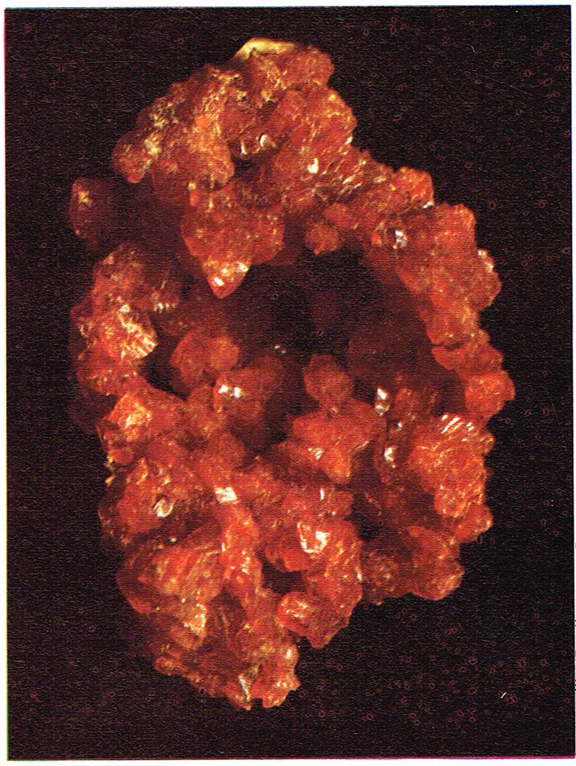
Gisements. Ce minéral rare est associé à l'atacamite et la kroehnkite à Chuquicamata (Chili).

Langite $Cu_4(SO_4)(OH)_6 \cdot H_2O$ - orthorhombique

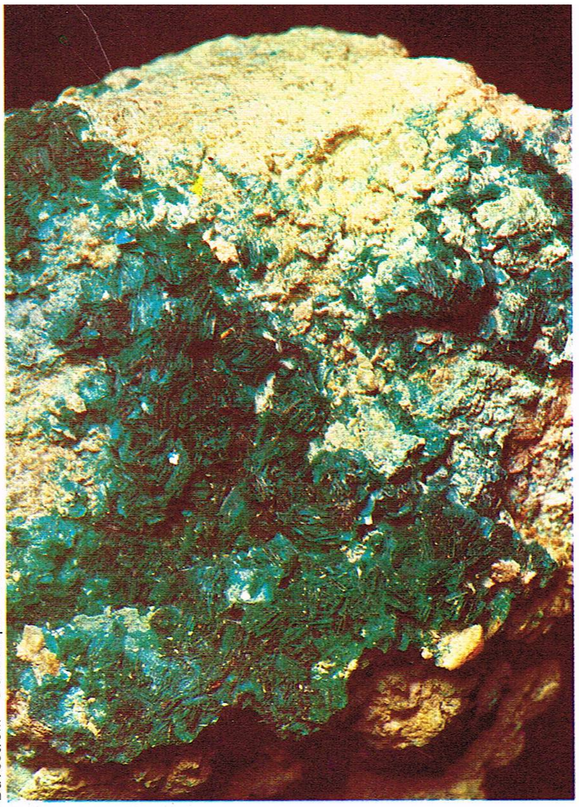
La langite se présente en petits cristaux de développement égal dans les 3 directions ou allongés selon [100]. Ils sont aussi en lattes ou en écailles formant des encroûtements sur (110). La langite se clive sur (001) et (010).

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$ à 3; densité : 3,48 à 3,50; indices de réfraction : np = 1,708, ng = 1,798. Éclat des cristaux vitreux et un peu soyeux pour les encroûtements, couleur bleue à bleu verdâtre, translucide.

Gisements. Minéral secondaire des zones d'oxydation des gîtes de cuivre. De beaux exemplaires viennent des mines de Cornouailles.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ **Devillite** ***provenant de Neusohl, Bersztuzehanaya.***

Parabutlérite $Fe(SO_4)(OH) \cdot 2H_2O$ ***- orthorhombique***

La parabutlérite se présente en cristaux prismatiques allongés selon [001], et les faces en zone du prisme sont striées. Sa cassure est conchoïdale et elle est fragile.

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 2,55; indices de réfraction : ng = 1,74, np = 1,60. Éclat vitreux; couleur orange lumineux à brun-rouge lumineux; transparente.

Gisements. Ce minéral rare est associé à la copiapite et la jarosite au Chili. De très beaux cristaux ont été signalés récemment en Iran à Saghand.

Amarantite $Fe(SO_4)(OH) \cdot 3H_2O$ ***- triclinique***

L'amarantite se présente en cristaux allongés selon [001] avec les formes {100} et {010} bien développées et formant une section transversale presque carrée ou aplatie sur (100). Ils sont striés suivant [001]. On la trouve aussi en agrégats radiés de cristaux aciculaires. Elle se clive parfaitement sur (010) et (100); elle est fragile.

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 2,189; indices de réfraction : np = 1,51, ng = 1,62. Éclat vitreux, couleur rouge amarante à rouge brunâtre et rouge orange. Transparente.

Gisements. C'est un minéral secondaire formé en région aride, rencontré dans divers gisements chiliens, associé à la copiapite, la chalcanthite et la coquimbite. De jolis cristaux ont été trouvés à Sierra Gorda (Chili).

Cyanotrichite $Cu_4Al_2(SO_4)(OH)_{12} \cdot 2H_2O$ ***- orthorhombique***

La cyanotrichite se présente en agrégats laineux ou pelucheux et en revêtements de minuscules cristaux aciculaires, également fibro-radiés, ou en touffes délicates.

Propriétés. Densité : 2,95; indices de réfraction : np = 1,588, ng = 1,655. Éclat soyeux, couleur bleu ciel ou bleu azur très vif.

Gisements. C'est un minéral secondaire trouvé dans les zones d'oxydation de quelques gisements de cuivre, associé à l'azurite et à la malachite. Les plus beaux exemplaires connus viennent du Cap-Garonne (Var) et de Grandvien Mine, Arizona (U.S.A.).

Botryogène $MgFe^{3+}(SO_4)_2 \cdot 7H_2O$ ***- monoclinique***

Le botryogène se présente en cristaux prismatiques allongés selon [001]. Les cristaux les plus petits sont habituellement prismatiques et longs tandis que les grands cristaux sont prismatiques courts avec la forme {101} bien développée et souvent striée suivant [100]. Mais le plus souvent, on le trouve en agrégats réniformes, botryoïdaux ou globulaires avec une structure radiée et une surface cristalline. Il se clive parfaitement sur (010) et bien sur (110). Cassure conchoïdale, interrompue, fragile.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 2,14; indices de réfraction : np = 1,522, ng = 1,577. Éclat vitreux, couleur rouge-orangé, lumineux à foncé; transparent à translucide.

Gisements. C'est un minéral secondaire des gisements pyriteux, formé surtout dans les régions arides, associé à la coquimbite, l'amarantite et la copiapite au Chili. De belles cristallisations ont été récemment trouvées à Sestri Levante (Italie).

Copiapite $(FeMg)Fe_4^{3+}(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 20H_2O$ ***- triclinique***

La copiapite se présente en cristaux tabulaires sur (010), quelquefois très déformés. Habituellement, elle forme des agrégats peu cohérents de minuscules écailles. Elle est aussi grenue. Sa macle est peu commune; son clivage sur (010) est parfait.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 2,08; indices de réfraction : np = 1,506 à 1,540, ng = 1,575 à 1,600 (la variation de l'indice de réfraction par rapport à la composition n'est pas bien définie). Éclat perlé sur (010); couleur jaune à jaune-orangé ou jaune d'or; quand elle est massive, elle est souvent jaune verdâtre; transparente à translucide.

Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation de la pyrite, associé à la fibroferrite, l'halotrichite et la mélantérite. Parmi ses nombreux gîtes, on peut citer Copiapo (Chili) où on l'a rencontrée pour la première fois.

Natrocalcite $NaCu_2(SO_4)_2(OH) \cdot H_2O$ ***- monoclinique***

La natrocalcite se présente en cristaux pyramidaux de forme {111}; la forme {110} est habituellement bien développée mais les faces des autres formes sont petites. Elle se clive parfaitement sur (001).

Propriétés. Dureté : 4 ½; densité : 3,49 ± 0,02; indices de réfraction : np = 1,649, ng = 1,714. Couleur vert émeraude brillant; éclat vitreux; transparente.

Gisements. C'est un minéral secondaire associé à l'atacamite, l'antlérite et la kroehnkite, que l'on trouve à Chuquicamata au Chili.

Devillite $Cu_4Ca(SO_4)_2(OH)_6 \cdot 3H_2O$ ***- monoclinique***

Habituellement, elle forme des croûtes ou bien des rosettes de cristaux aplatis sur (001), à six côtés et striés suivant la direction [010]. Son clivage sur (001) est parfait.

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 3,13; indices de réfraction : np = 1,585, ng = 1,660. Éclat vitreux et parfois perlé sur (001). Couleur vert émeraude foncé à vert-de-gris et vert bleuâtre. Transparente.

Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation du cuivre. De belles masses fibreuses ou radiées de plusieurs centimètres proviennent de Cornouailles et de beaux groupes de cristaux lamellaires très brillants de Herrengrund (Tchécoslovaquie).

Aluminite $Al_2(SO_4)(OH)_4 \cdot 7H_2O$ ***- monoclinique***

Minéral souvent friable, l'aluminite se présente en masses réniformes ou nodulaires composées de fines aiguilles ou de fibres. La cassure des agrégats est terreuse.

Propriétés. Dureté : 1 à 2; densité : 1,66 à 1,82; indices de réfraction : np = 1,459, ng = 1,470. Éclat terne, terreux; couleur blanche; opaque.

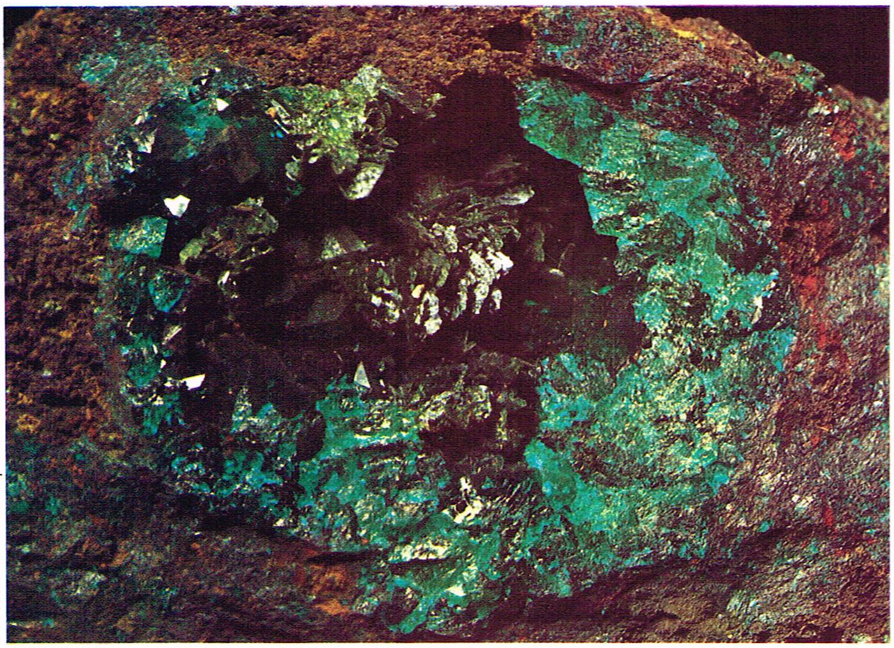
Gisements. C'est un minéral secondaire produit par l'action de solutions sulfatées (dérivant de l'altération des sulfures de fer) sur des silicates aluminifères. De grandes concrétions blanchâtres proviennent de Castle Hill (Angleterre).

Serpiérite $Ca(Cu, Zn)_4[(OH)_3|SO_4]_2 \cdot 3H_2O$ ***- orthorhombique***

La serpiérite se rencontre en encroûtements ou en agrégats touffus de fins cristaux allongés selon [100] et aplatis sur (001) ou encore en masses à la surface satinée. Elle se clive parfaitement sur (001).

Propriétés. Densité : 2,52; indices de réfraction : np = 1,584, ng = 1,647 sur la surface de clivage. Couleur bleu ciel; transparente.

Gisements. Les meilleures pièces de collection viennent du Laurium (Grèce) où on les trouve en association avec l'azurite.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *Cristaux de fornacite associés à la dioptase (Renéville, Congo) [Paris, École nationale supérieure des mines].*

Zincaluminite $Zn_3Al_3[(OH)_{13}|SO_4] \cdot 2H_2O$ - orthorhombique

La zincaluminite se présente en touffes ou encroûtements de minuscules cristaux, plats, très minces et hexagonaux.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 2,26; indices de réfraction : np = 1,514, ng = 1,534. Couleur blanche à blanc bleuâtre et bleu pâle.

Gisements. Minéral rare rencontré au Laurium (Grèce) et au Rosas (Espagne).

Spangolite $Cu_6Al(SO_4)(OH)_{12}Cl \cdot 3H_2O$ - hexagonal

Ses cristaux sont souvent holoédriques et sont soit prismatiques courts, allongés selon [0001], soit tabulaires sur (0001). Les faces du prisme et de la pyramide trigonale sont striées horizontalement. Le développement des pyramides trigonales positives ou négatives donne un aspect hexagonal. La spangolite se clive parfaitement sur (0001). Sa cassure est conchoïdale; fragile.

Propriétés. Dureté : 2 sur (0001) et environ 3 sur les faces inclinées; densité : 3,14; indices de réfraction : np = 1,641, ng = 1,694. Éclat vitreux; couleur vert foncé mais aussi vert émeraude à vert bleuâtre. Pyroélectrique.

Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation des gisements de cuivre, associé à la malachite, l'azurite, la brochantite, etc. Les meilleures pièces de collection viennent de Blanchard Claims (Birgham, U.S.A.). Un nouveau gisement de ce rare minéral a été mis au jour près de Fontana Rossa (Corse).

Johannite $Cu(UO_2)(OH)(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ - triclinique

Ce minéral rare se présente en agrégats de cristaux fibreux ou sphéroïdaux, plus rarement en petits cristaux tabulaires ou prismatiques avec les formes simples (100), (010), (110), (120) et (111).

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 3,30; indices de réfraction : np = 1,57, ng = 1,61. Transparente à translucide, de couleur vert émeraude à vert pomme.

Gisements. C'est un minéral secondaire des gisements d'uranium; les meilleures pièces proviennent de Joachimsthal (Bohême).

Uranopilite $(6UO_2)(5OH)_2(SO_4) \cdot 12H_2O$ - monoclinique

C'est le plus abondant des sulfates d'uranium; il se rencontre le plus souvent en masses botryoïdales formées d'agrégats de cristaux microscopiques.

Propriétés. Dureté très faible; densité : 3,95 à 4; indices de réfraction : ng = 1,63, np = 1,62. La couleur varie du jaune-vert intense au jaune citron; ce minéral est très fluorescent aux rayons ultraviolets.

Gisements. Ce minéral secondaire se forme continuellement dans les mines d'uranium et sur les haldes, mais disparaît très vite en raison de sa grande solubilité dans l'eau acidulée.

Chromates — Tungstates — Molybdates

Crocoïte $Pb[CrO_4]$ - monoclinique

La crocoïte se présente habituellement en cristaux prismatiques allongés selon [001], qui peuvent aussi être octaédriques avec les formes {111} et {$\bar{1}$11} ou rhomboédriques pointus avec les formes {110} et {h0l}. La plupart des faces sont petites et brillantes. Les cristaux sont fréquemment creux. La crocoïte est aussi massive, aciculaire ou grenue. Sectile, sa cassure est conchoïdale, fine à inégale.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 5,99 ± 0,03; indices de réfraction : np = 2,29, ng = 2,66. Éclat adamantin à vitreux, couleur rouge hyacinthe mais aussi rouge-orangé profond, orange ou jaune. Transparente à translucide.

Gisements. Ce minéral secondaire assez rare des zones d'oxydation des gisements de plomb a été trouvé en magnifiques cristaux prismatiques à Dundas (Tasmanie, Australie) et à Bérésov (Oural, Sibérie).

Fornacite $Pb_2Cu[(OH|CrO_4|AsO_4]$ - monoclinique

Ce minéral rare se présente en agrégats microcristallins ou en petits cristaux prismatiques à terminaison aigüe.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 6,25. De couleur vert-jaune, vert olive à vert-noir.

Gisements. Se rencontre associé à la dioptase de Renéville (Congo).

Vauquelinite $Pb_2Cu[OH|CrO_4|PO_4]$ - monoclinique

Ses cristaux sont prismatiques et aplatis. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 6. Sa couleur varie du vert olive au noir. Les meilleures pièces de collection viennent de Bérésov (Oural) où elle est associée à la crocoïte.

Scheelite $Ca[WO_4]$ - quadratique

La scheelite se présente en cristaux octaédriques avec les formes {011} ou {112}, bien développées ou parfois en cristaux tabulaires sur la face (001) qui est habituellement rugueuse; la forme {112} est souvent striée diagonalement. La scheelite est aussi massive, grenue. Elle se macle communément sur {110}. Elle se clive sur {101}. Sa cassure est inégale à subconchoïdale.

Propriétés. Dureté : 4 ½ à 5; densité : 6,10; indices de réfraction : np = 1,92, ng = 1,94. Éclat vitreux inclinant à l'adamantin; incolore à blanc, habituellement blanc jaunâtre, jaune pâle ou brunâtre mais aussi verdâtre, gris rougeâtre, jaune-orangé. Transparente. La scheelite est fluorescente (blanc bleuâtre brillant) aux rayons X, aux courtes longueurs d'onde de l'ultraviolet et aux rayons cathodiques; quand la teneur en Mo augmente, la fluorescence passe au blanc et blanc jaunâtre. Thermoluminescente.

Gisements. Ce minéral se forme au cours du métamorphisme de contact (intrusion de granites dans les calcaires) ou dans les greisens, associé au wolfram et à la cassitérite.

De splendides cristaux ont été trouvés à Tong-Wha (Corée) et à Traverselle (Piémont).

Stolzite $Pb[WO_4]$ - quadratique

La stolzite se présente habituellement en cristaux dipyramidaux avec les formes {111}, {101} ou autres; les cristaux peuvent être tabulaires épais sur (001); les faces du prisme sont striées horizontalement. Sa cassure est conchoïdale à inégale, fragile.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 7,9 à 8,3; indices de réfraction : np = 2,19, ng = 2,87. Éclat résineux, subadamantin; couleur brun rougeâtre, brune, fauve, gris jaunâtre, jaune paille, et aussi verte, rouge-jaune, rouge. Transparente en fines écailles.

Gisements. C'est un minéral secondaire inclus dans les zones d'oxydation de gisements contenant des minerais primaires de tungstène, associé à la vanadinite, la wulfénite, la cérusite, etc. De beaux groupes de cristaux

▶ *Page ci-contre, magnifiques cristaux prismatiques de crocoïte provenant de Dundas (Tasmanie) [Muséum national d'histoire naturelle, Paris].*

Muséum national d'histoire naturelle, Paris





Muséum national d'histoire naturelle, Paris

▲ *Cristaux de wulfénite provenant de Red Cloud Mine (Arizona)* [*Muséum national d'histoire naturelle, Paris*].

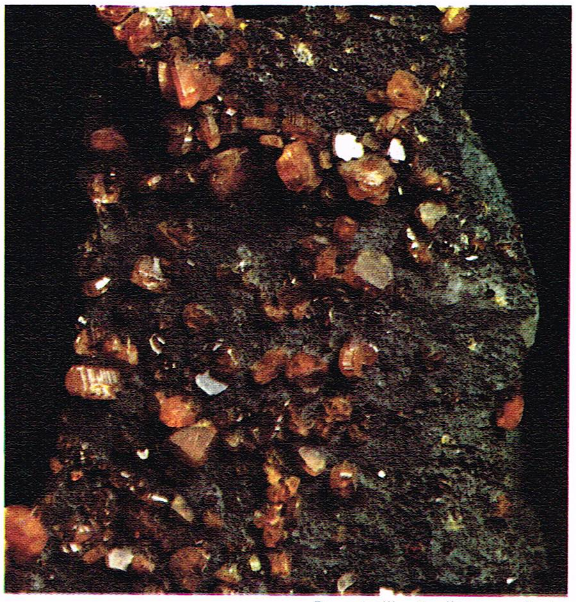
brun-orangé viennent de Broken Hill (Australie). Les plus gros cristaux connus ont été rencontrés dans un petit gisement métallifère à Sainte-Lucie (Lozère).

Wulfénite Pb[MoO_4] - quadratique

Les cristaux sont habituellement carrés et tabulaires sur {001}, parfois extrêmement minces ou avec une pyramide très plate remplaçant la forme {001}; elle est moins fréquemment octaédrique. Elle est aussi massive, grossièrement à finement grenue. Elle se clive sur {011}. Sa cassure est subconchoïdale à inégale. Elle n'est pas très fragile et peut contenir Ca et W.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 6,5 à 7 (elle décroît avec l'augmentation de la teneur en Ca et la diminution de la teneur en W); indices de réfraction : np = 2,28, ng = 2,40. Éclat résineux à adamantin; couleur jaune-orangé mais aussi gris jaunâtre, blanc grisâtre, vert olive, brun, brun rougeâtre; la présence de chrome la colore de l'orange au rouge brillant. Transparente.

Gisements. C'est un minéral des zones d'oxydation des gisements de plomb associé à la cérusite, la pyromorphite, la mimétite, etc. Les plus belles pièces de collection ont été trouvées à Red Cloud Mine (Arizona), à Chihuahua (Mexique) et au Tsumeb (Namibie) d'où proviennent les plus grands cristaux connus, et au Djebel-Mahseur (Maroc).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *Groupe de cristaux de stolzite provenant de Broken Hill (Australie).*

Phosphates — Arséniates — Vanadates

Béryllonite NaBe[PO_4] - monoclinique avec une pseudo-symétrie orthorhombique marquée

Tabulaires sur {010} à prismatiques courts allongés selon [010], les cristaux sont souvent très complexes. Leurs faces sont fréquemment ternes ou rugueuses. La béryllonite se macle sur {101}, à la fois par contact et par pénétration; les macles se répètent parfois en donnant une forme étoilée pseudo-hexagonale ou bien des macles polysynthétiques. Elle se clive parfaitement sur (010) mais aussi sur (100). Cassure conchoïdale. Fragile.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6; densité : 2,81; indices de réfraction : np = 1,552, ng = 1,561. Éclat vitreux, brillant quelquefois perlé sur (010). Incolore à blanc neige ou jaunâtre pâle; transparente à translucide.

Gisements. Ce minéral rare des pegmatites, associé à la herdérite, à l'apatite, la triplite, au béryl et au quartz enfumé, a été trouvé à Stoneham (Maine, U.S.A.).

Triphylite $Li(Fe^{2+},Mn^{2+})[PO_4]$ - orthorhombique

Les cristaux sont rares et possèdent habituellement des surfaces inégales; ils se présentent sous forme de gros prismes allongés selon [100]. La triphylite se présente communément sous forme massive, clivable à compacte. Elle se clive presque parfaitement sur (100). Sa cassure est inégale à subconchoïdale.

Propriétés. Dureté : 4 à 5; densité : 3,34 (terme manganifère) et 3,58 (pour le terme ferrifère); indices de réfraction : np = 1,669, ng = 1,694; éclat vitreux à subrésineux; couleur gris bleuâtre à gris verdâtre. Lorsque l'échantillon est exposé à l'air, il devient brunâtre ou gris foncé à presque noir à cause de l'altération. Transparente à translucide.

Gisements. Ce minéral primaire des pegmatites granitiques est associé à d'autres phosphates de fer et de manganèse, au spodumène, au béryl et à l'albite. De beaux spécimens de collection viennent de Géo Smith Mine, Claremont (New York, U.S.A.).

Purpurite $(Mn^{3+},Fe^{3+})[PO_4]$ - orthorhombique

La purpurite se présente le plus souvent en masses cristallines clivables [bon clivage sur (100)], les faces de clivage étant quelquefois incurvées ou ondulées. Elle est fragile et sa cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : 4 à 4 $\frac{1}{2}$; densité : 3,2 à 3,4; indices de réfraction : np = 1,85, ng = 1,92. Éclat satiné sur les surfaces de cassures fraîches. Couleur rose profond à pourpre rougeâtre. Ce minéral est souvent altéré extérieurement, son éclat est alors terne ou terreux et sa couleur brun foncé à noir brunâtre; un bref lavage dans de l'acide dilué restaure la vraie couleur. Subtransparente à opaque.

Gisements. Ce minéral secondaire est formé par l'altération de la triphylite et de la lithiophilite dans les pegmatites granitiques. De grandes masses violettes ont été trouvées à Newry (Maine, U.S.A.).

Varulite $(Na,Ca)_2(Mn,Fe)_3[PO_4]_3$ - orthorhombique

La varulite se présente sous forme massive, grenue. Elle se clive bien sur (100).

Propriétés. Dureté : 5; densité : 3,5 à 3,6; indices de réfraction : np = 1,708, ng = 1,722. Couleur vert olive, devenant jaunâtre ou brunâtre s'il y a altération. Éclat vitreux.

Gisements. C'est un minéral des pegmatites granitiques. Sa localité la plus classique est Varuträsk (Suède).

Arrojadite $Na_2(Fe^{2+}Mn^{2+})_5[PO_4]_4$ - monoclinique

L'arrojadite se présente en grandes masses clivables; elle se clive bien sur (001). Sa cassure est inégale à subconchoïdale.

Propriétés. Dureté : 5; densité : 3,55; indices de réfraction : np = 1,662, ng = 1,672. Éclat vitreux et quelquefois gras; couleur vert foncé; translucide.

Gisements. C'est un minéral de pegmatites, associé au spodumène, au béryl, à la graftonite. De larges masses proviennent de Keystone (South Dakota, U.S.A.).

Whitlockite $Ca_3[PO_4]_2$ - hexagonal

La whitlockite se présente en cristaux rhomboédriques, rarement tabulaires sur (0001). Elle est aussi grossièrement grenue à terreuse. Elle n'a pas de clivage. Sa cassure est inégale à subconchoïdale.

Propriétés. Dureté : 5; densité : 3,12; indices de réfraction : np = 1,626, ng = 1,629. Éclat vitreux inclinant au subrésineux. Incolore à blanche, grise ou jaunâtre. Transparente à translucide.

Gisements. Ce minéral se rencontre associé à l'apatite, la ludlamite, la triphylite à Palermo (New Hampshire, U.S.A.) et à Table Mount, Curaçao (Antilles).

Xénotime $Y[PO_4]$ - quadratique

La xénotime se présente en cristaux prismatiques plus ou moins allongés selon (001); ils sont parfois pyramidaux et leur aspect est très proche de celui du zircon. Ce minéral se présente aussi en cristaux mal formés, disposés en agrégats grossièrement radiés. Il se clive sur (100). Sa cassure est inégale à esquilleuse. Il est fragile.

Propriétés. Dureté : 4 à 5; densité : 4,4 à 5,1; indices de réfraction : np = 1,721, ng = 1,816. Éclat vitreux inclinant au résineux. Couleur communément brun jaunâtre à brun rougeâtre, mais aussi brune, blanc grisâtre, jaune, jaune paille verdâtre. Translucide à opaque. Modérément paramagnétique.

Gisements. Ce minéral des roches éruptives alcalines, des pegmatites et des roches métamorphiques gneissiques est associé au rutile, au zircon et à la monazite.

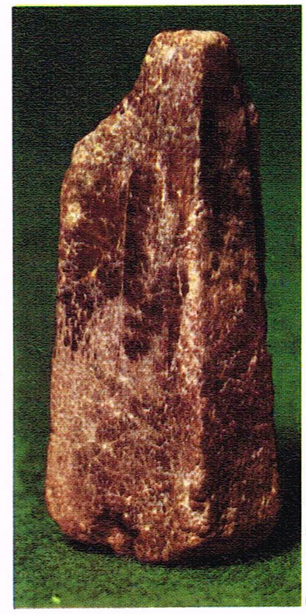
De jolis cristaux proviennent de Bétsékoba (Madagascar).

Monazite $(Ce,La,Y,Th)[PO_4]$ - monoclinique

Ses cristaux sont souvent aplatis sur (100) ou allongés selon [010]; les faces sont en général rugueuses, striées et inégales. Les grands cristaux sont rares. La macle sur (100) est commune, quelquefois cruciforme. La monazite se clive distinctement sur (100) et la qualité du clivage semble dépendre de l'altération du cristal. La cassure est conchoïdale à inégale. C'est un minéral fragile.

Propriétés. Dureté : 5 à 5 $\frac{1}{2}$; densité : 4,6 à 5,4 (elle augmente avec la teneur en Th); indices de réfraction : np = 1,800, ng = 1,849. Éclat variable, habituellement résineux ou cireux, mais inclinant au vitreux ou à l'adamantin. Couleur brun jaunâtre ou rougeâtre à brune, présentant aussi différentes nuances de jaune, ou encore verdâtre à presque blanche. Transparente à subtranslucide; léger paramagnétisme.

Gisements. C'est un minéral accessoire des roches granitiques et métamorphiques gneissiques, se rencontrant parfois dans les pegmatites syénitiques. La monazite est associée aux : zircon, xénotime, apatite, columbite. De grands cristaux proviennent d'Arendal (Norvège), d'Ampataka et Béfanamo (Madagascar).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *Un cristal de* **monazite** *(musée d'Histoire naturelle, Milan).*

Herdérite $(CaBe)[(F,OH)|PO_4]$ - monoclinique

Elle se présente sous forme de prismes allongés selon [100] ou [001] ou encore tabulaires épais sur (001). Les cristaux sont d'aspect pseudo-orthorhombique. L'herdérite se forme aussi en agrégats botryoïdaux ou sphéroïdaux avec une structure fibro-radiée. Elle se macle sur (001) ou (100). La cassure est subconchoïdale.

Propriétés. Dureté : 5 à 5 $\frac{1}{2}$; la densité augmente avec la teneur en F : 2,95 à 3,01; indices de réfraction : np = 1,592, ng = 1,621. Éclat vitreux à subvitreux. Incolore, jaune pâle ou blanc verdâtre. Transparente à translucide.

Gisements. C'est un minéral des pegmatites granitiques. Les plus beaux groupes de cristaux ont été rencontrés à Greenwood (Maine, U.S.A.) et dans le Minas Gerais (Brésil).

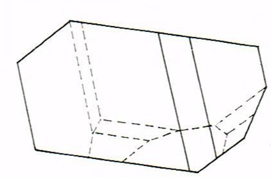
Montebrasite $Li\,Al[(OH,F)|PO_4]$ - triclinique
Amblygonite $Li\,Al[(F,OH)|PO_4]$ - triclinique

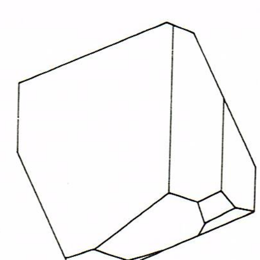
Ces minéraux se présentent en cristaux équidimensionnels dans les trois directions, ou bien prismatiques, allongés selon [010]. Les cristaux sont habituellement rugueux (particulièrement quand ils sont de grande taille). La montebrasite forme aussi de grandes masses clivables. Elles se maclent communément sur ($\bar{1}$11) et se clivent parfaitement sur (100). Un second clivage sur (110) est assez bon. La cassure est inégale à subconchoïdale. Fragile.

Propriétés. Dureté : 5 $\frac{1}{2}$ à 6; densité : 3,11 (amblygonite), 2,98 (montebrasite); indices de réfraction : np = 1,587, ng = 1,598. L'éclat est vitreux à gras et perlé sur les surfaces de clivage bien développées. Couleur habituellement blanche à laiteuse ou blanc crème, aussi jaunâtre, beige, rose saumon, verdâtre, bleuâtre, grise. Transparente à translucide.

Gisements. Ce sont des minéraux des pegmatites granitiques, associés au spodumène, à l'apatite et à la tourmaline. Ils se rencontrent également dans les greisens avec la topaze et la cassitérite. De beaux cristaux transparents jaunes viennent du Minas Gerais (Brésil), de grands cristaux opaques, très bien formés, ont été trouvés à Custer (South Dakota, U.S.A.).

▼ *Représentation schématique d'un cristal d'***amblygonite** *(Newry).*

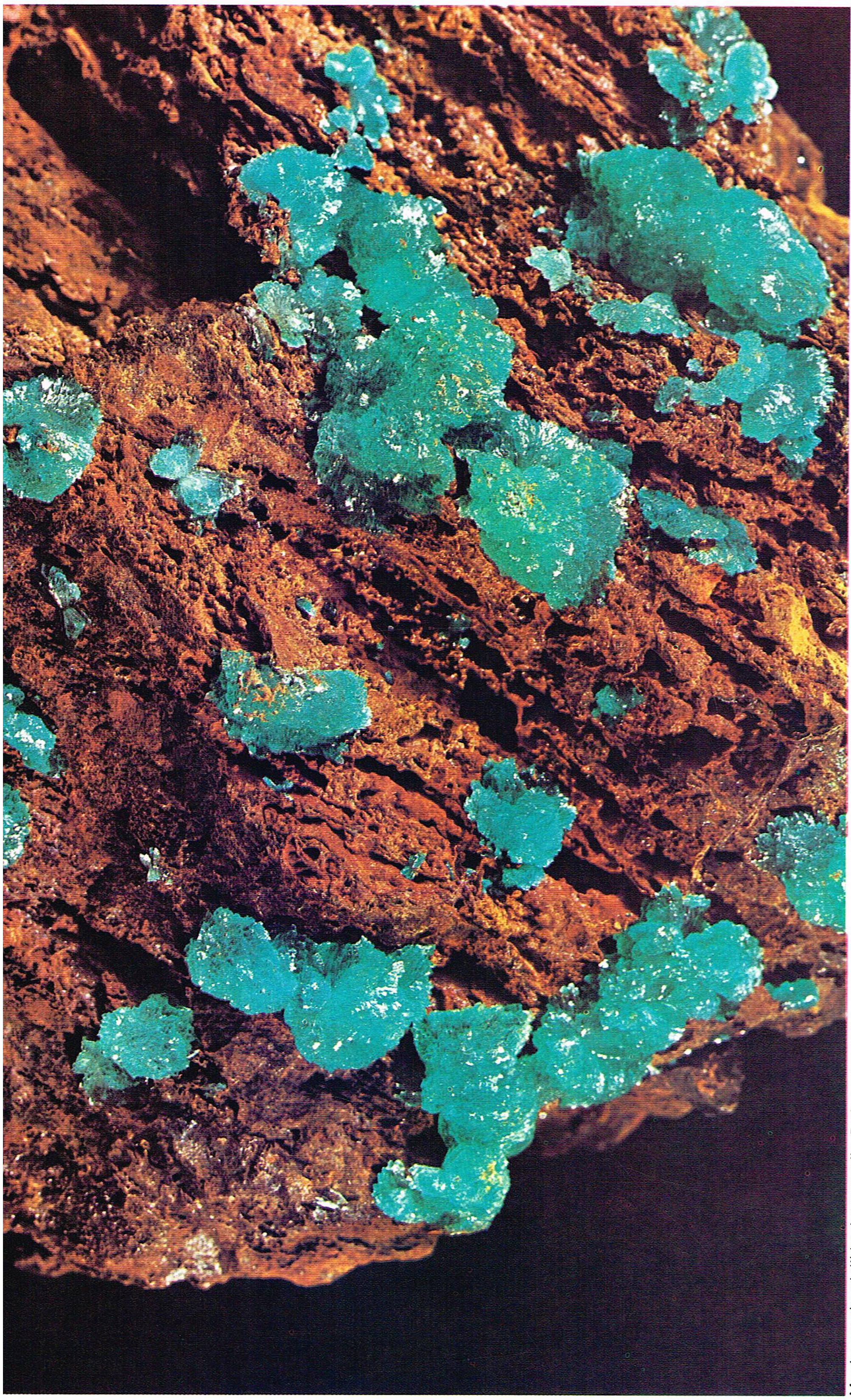




I.G.D.A.

Wagnérite $Mg_2[PO_4|F]$ - monoclinique

La wagnérite se présente en cristaux prismatiques allongés selon [001], les plans du prisme vertical étant striés



▲ **Beaux agrégats de cristaux d'adamite provenant du Laurium (Grèce) [Muséum national d'histoire naturelle, Paris].**

Muséum national d'histoire naturelle, Paris

ou arrondis; les gros cristaux ont des faces rugueuses. Ils sont rarement tabulaires sur (100). La wagnérite est aussi massive. Sa cassure est inégale ou subconchoïdale à esquilleuse.

Propriétés. Dureté : 5 à $5\frac{1}{2}$; densité : 3,15 ; les indices de réfraction (np = 1,567, ng = 1,582), diminuent quand elle est opaque ou contient du calcium. Éclat vitreux à légèrement résineux. Couleur jaune de différentes nuances, mais aussi grisâtre, rouge chair, verdâtre. Translucide, presque opaque quand elle est altérée.

Gisements. La wagnérite se rencontre dans des filons de quartz, associée à la lazulite et à la chlorite, à Radelgraben (Salzburg, Autriche); les plus gros cristaux viennent de Bamle (Norvège).

Triplite $(Mn,Fe^{2+})_2[F|PO_4]$ *- monoclinique*

Ses cristaux sont rugueux et incomplètement développés; la triplite se présente habituellement sous forme massive. Elle se clive bien sur (001). Sa cassure est inégale à subconchoïdale.

Propriétés. Dureté : 5 à $5\frac{1}{2}$, décroissant avec l'altération. La densité est variable (en raison des substitutions isomorphiques et de l'altération) ; elle est habituellement comprise entre 3,5 et 3,9. Indices de réfraction : 1,643, ng = 1,668. L'éclat est vitreux à résineux; la couleur est souvent brun foncé ou brun noisette, mais aussi brun rougeâtre à rose saumon pour la variété très manganésifère et devient noir brunâtre et noire par altération; la triplite est parfois subtransparente, le plus souvent opaque.

Gisements. C'est un minéral primaire assez fréquent des pegmatites granitiques riches en phosphore, associé à d'autres phosphates de fer et de manganèse, à la tourmaline, à l'apatite, au quartz, etc. La localité la plus classique est celle de Chanteloube (Haute-Vienne); de belles masses proviennent aussi d'Hagendorf (Bavière) et de Mangualde (Portugal).

Libéthénite $Cu_2[OH|PO_4]$ *- orthorhombique*

Ce minéral se présente toujours en cristaux. Ceux-ci sont prismatiques courts allongés selon [001] ou légèrement allongés selon [100], bien que parfois ils ne présentent pas de direction privilégiée. La forme {110} est cannelée ou striée verticalement. La cassure est conchoïdale à inégale.

Propriétés. Dureté : 4; densité : 3,97; indices de réfraction : np = 1,701, ng = 1,787. Éclat vitreux sur les faces des cristaux à un peu gras sur les surfaces des cassures. Couleur vert olive clair à foncé ou vert profond à vert noirâtre. Translucide.

Gisements. C'est un minéral secondaire assez rare des zones d'oxydation des gîtes de cuivre situés dans des terrains granitiques riches en apatite. Associés à la malachite, les meilleurs cristaux viennent de Kakanda (Katanga) et de Libethen (Roumanie), localité qui a donné son nom à cette espèce.

Olivénite $Cu_2[OH|AsO_4]$ *- orthorhombique*

L'olivénite se présente sous des formes variables; les cristaux sont souvent allongés selon [100], mais ils sont aussi prismatiques courts à aciculaires selon [001]. L'olivénite apparaît souvent sous forme globulaire à réniforme avec une structure fibreuse, les fibres étant rectilignes ou divergentes; elle existe aussi sous forme de lamelles incurvées, massive, grenue à terreuse. La cassure est conchoïdale à irrégulière.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 4,46; indices de réfraction : np = 1,701, ng = 1,787. Éclat adamantin à vitreux, quelquefois perlé à soyeux pour les variétés fibreuses; couleur vert olive de nuances variées et aussi brun verdâtre et brune. Translucide à opaque. Elle peut contenir du zinc ou du phosphore et forme une série partielle avec l'adamite.

Gisements. Ce minéral des zones d'oxydation des gisements de cuivre est associé à l'adamite, la malachite, l'azurite, etc.

Les pièces de collection viennent des vieux gîtes de Cornouailles. En France, on l'a rencontré au Cap-Garonne (Var).

Adamite $Zn_2[OH|AsO_4]$ *- orthorhombique*

L'adamite se rencontre souvent en agrégats radiés, les cristaux se présentant sous forme variable : allongés selon [010], mais aussi selon [001] comme l'olivénite; ils sont quelquefois tabulaires sur (101). Les cristaux forment souvent des encroûtements globulaires. Elle se clive bien sur (101); sa cassure est inégale à subconchoïdale.

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$; densité : 4,32 à 4,48; indices de réfraction : np = 1,722, ng = 1,763. Éclat vitreux; couleur variable : jaune lumineux, jaune miel, jaune brunâtre, vert pâle à verte; la variété cuprifère (cupro-adamite) est vert brillant et la variété cobaltifère varie

du violet au rose. Transparente à translucide. Quelques échantillons sont fluorescents jaune citron aux radiations ultraviolettes.

Gisements. C'est un minéral des zones d'oxydation des gisements de cuivre et de zinc, associé à l'olivénite, la smithsonite, la malachite, etc. Les plus belles pièces de collection viennent du Laurium (Grèce) et de Mapimi dans le Durango (Mexique) qui fournit les cristaux les plus gros.

Tarbuttite $Zn_2[OH|PO_4]$ - triclinique

Ce minéral rare forme habituellement des agrégats en faisceaux ou en encroûtements; les cristaux individuels, arrondis et profondément striés, se clivent parfaitement sur (010). La cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : 3 ½; densité : 4,12; indices de réfraction : np = 1,660, ng = 1,713. L'éclat est vitreux et perlé sur les faces de clivage; incolore, transparente à translucide ou avec des nuances assez pâles de jaune, brun, rouge ou vert.

Gisements. Les pièces qu'on peut voir dans les collections viennent de Broken Hill (Rhodésie) où la tarbuttite est associée à la hopéite, la descloizite, l'hémimorphite, etc.

Lazulite $(Mg, Fe^{2+})Al_2[OH|PO_4]_2$ - monoclinique

Ce minéral (qu'il conviendrait de rebaptiser klaprothite en raison de la confusion qui existe entre trois noms presque semblables : la lazulite, l'azurite et la lazurite !) se présente habituellement en cristaux pyramidaux pointus avec les faces (111) et $(\bar{1}11)$ bien développées, la face (101) réduite; ils sont aussi tabulaires sur $(\bar{1}11)$ ou (101). La lazulite est également massive, compacte à grenue. Elle se macle communément sur (100) et se clive parfois sur (110). Sa cassure est inégale à esquilleuse. Elle est fragile.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6; densité : 3,08 (pour le terme extrême magnésifère) à 3,38 (pour le terme extrême ferrifère) ; indices de réfraction : np = 1,626, ng = 1,663. Éclat vitreux couleur bleu azur, bleu ciel, blanc bleuâtre, et aussi bleu profond ou vert bleuâtre; subtransparente à opaque. Certains cristaux transparents sont taillés comme gemmes.

Gisements. Associée à l'andalousite, au disthène et au corindon, la lazulite se rencontre dans des roches métamorphiques alumineuses, dans des quartzites et quelques pegmatites granitiques. Les pièces bien cristallisées viennent de Graves Mountains (Géorgie, U.S.A.), de Werfen, près de Salzbourg (Autriche), et d'Ukon (Canada).

Dufrénite $Fe_3^{2+}Fe_6^{3+}[(OH)_3|PO_4]_4$ - monoclinique

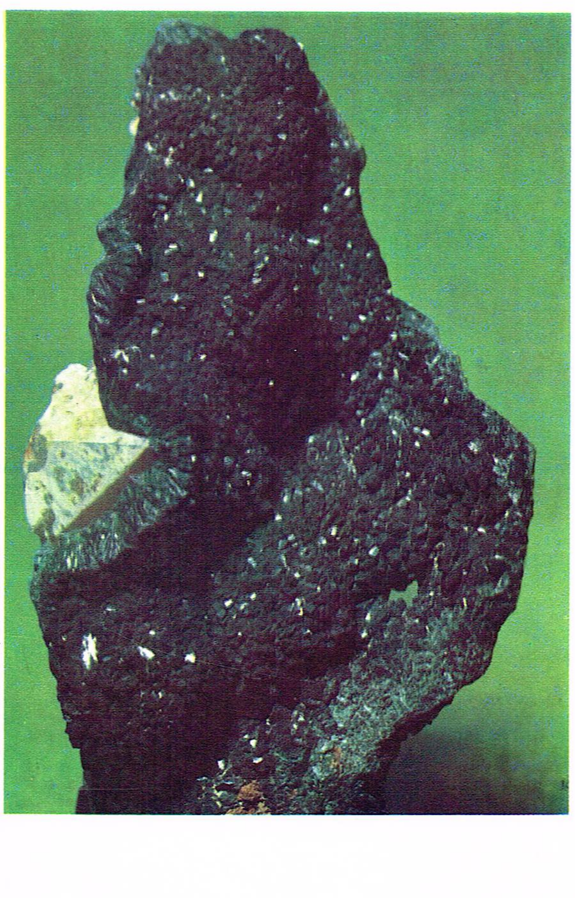
La dufrénite se présente habituellement en masses botryoïdales ou en encroûtements avec une structure fibro-radiée. Elle se forme rarement en cristaux, et ceux-ci sont alors arrondis et indistincts, disposés en agrégats subparallèles ou en feuilles. Fragile, elle se clive parfaitement, parallèlement à la direction des fibres.

Gisements. Ce minéral secondaire est associé à la limonite. Les exemplaires qu'on peut voir dans les collections viennent de Rockbridge (Virginie, U.S.A.), Hagendorf (Bavière, Allemagne), et, pour la France, de diverses carrières de la Haute-Vienne et du Morbihan.

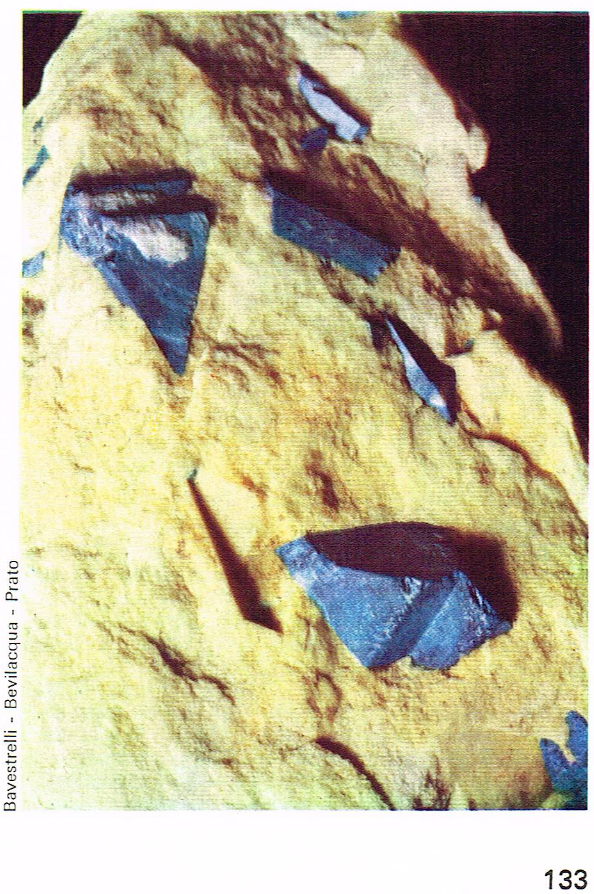


Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***Cristaux de** tarbuttite provenant de Broken Hill (Rhodésie) [Paris, École nationale supérieure des mines].*



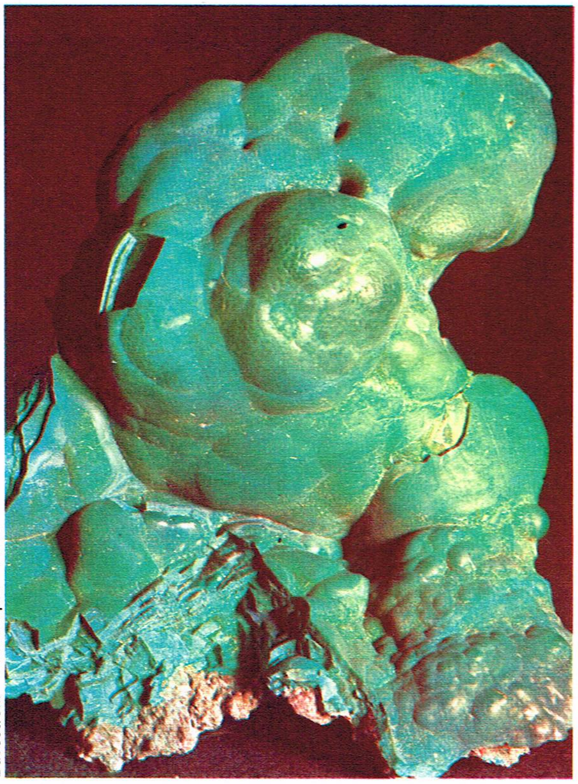
Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ *A gauche,* olivénite *provenant du Cornwall (Grande-Bretagne) [musée d'Histoire naturelle, Milan]. A droite, cristaux de* lazulite *provenant de Lincoln Co. (Géorgie) ; certains cristaux transparents de ce minéral sont taillés en gemmes.*

▶ *Belle concrétion de pseudomalachite provenant du Zaïre (Paris, École nationale supérieure des mines).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Pseudomalachite $Cu_5[(OH)_2|PO_4]_2$ **- monoclinique**

Les cristaux uniques sont rares; ils sont prismatiques allongés selon [001], habituellement avec des petites faces inégales. Ils se présentent le plus souvent en agrégats subparallèles. La pseudomalachite est aussi réniforme, botryoïdale ou massive avec une structure fibro-radiée montrant des couches concentriques. Elle se macle sur (100) et se clive sur (010). Sa cassure est esquilleuse.

Propriétés. Dureté : 4 ½ à 5; densité : 4,35 ± 0,05; indices de réfraction : np = 1,78, ng = 1,84. Éclat vitreux; couleur vert émeraude foncé à vert foncé et vert noirâtre; les variétés fibreuses ont souvent des couleurs un peu plus claires. Translucide à subtranslucide.

Gisements. C'est le phosphate de cuivre le plus fréquemment rencontré dans les zones d'oxydation des gisements cuprifères; il est très souvent associé à la malachite. Les meilleures pièces de collection viennent du Katanga (Zaïre) et de Nijne-Tagilsk (Oural).

Cornétite $Cu_3[(OH)_3|PO_4]$ **- orthorhombique**

Ce minéral peu courant se présente en cristaux prismatiques parfois aplatis selon (001). La forme {210} est habituellement arrondie. La cornétite forme aussi des encroûtements de cristaux minuscules parfois radiés.

Propriétés. Dureté : 4 ½; densité : 4,10; indices de réfraction : np = 1,77, ng = 1,82. Éclat vitreux, couleur bleu profond ou bleu paon à bleu verdâtre; transparente à translucide.

Gisements. La cornétite se rencontre, associée à l'hétérogénite, dans la mine de l'Étoile, à Élisabethville (Katanga).

Clinoclase $Cu_3[(OH)_3|AsO_4]$ **- monoclinique**

Elle forme des encroûtements ou des agrégats de cristaux groupés en rosette. Les cristaux isolés sont allongés selon [010] et tabulaires sur (001); ils sont aussi d'aspect rhomboédrique, ou bien ils sont allongés selon [001] avec la forme {100} bien développée. La clinoclase se clive parfaitement sur (001). Sa cassure est inégale, plutôt brillante.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 4,38; indices de réfraction : np = 1,75, ng = 1,89. Éclat vitreux perlé sur les faces de clivage. Couleur noir verdâtre foncé et bleu verdâtre. Transparente à translucide.

Gisements. C'est un minéral secondaire des gîtes de cuivre, associé à d'autres arséniates de cuivre, en particulier à l'olivénite. Les mines de Cornouailles (Angleterre) et de Majuba-Hill (Nevada, U.S.A.) ont produit les meilleurs échantillons.

Conichalcite $CaCu[OH|AsO_4]$ **- orthorhombique**

Les cristaux ne présentent pas de direction privilégiée ou bien sont prismatiques courts, selon [010]. Habituellement la conichalcite forme des encroûtements botryoïdaux à réniformes et des masses à structures radiées. Elle ne se clive pas. Sa cassure est inégale, fragile.

Propriétés. Dureté : 4 ½; densité : 4,33 (la densité des types fibreux est plus faible : 4,10); indices de réfraction : np = 1,78, ng = 1,80. Éclat vitreux à un peu gras. Couleur vert gazon à vert jaunâtre, vert pistache ou vert émeraude. Subtranslucide.

Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation des gisements cuprifères, associé à la malachite et à d'autres arséniates de cuivre. Parmi ses localités, on peut citer : Bisbee (Arizona), Guchab-Otavi (Namibie) et Mapimi (Mexique).

Descloizite $Pb(Zn, Cu)[OH|VO_4]$ **- orthorhombique**
Mottramite $Pb(Cu, Zn)[OH|VO_4]$ **- orthorhombique**

Ces deux minéraux de vanadium forment une série. Les cristaux de mottramite ont des faciès très variables, souvent pyramidaux avec la forme {111}, ou prismatiques suivant [001]. Les faces des cristaux sont habituellement inégales ou rugueuses; une croissance subparallèle est fréquente. Ces deux minéraux forment communément des encroûtements de cristaux ou sont aussi stalactiformes ou massifs avec une structure grossièrement fibreuse et une surface mamelonnée ou botryoïdale; ils sont quelquefois grenus, compacts à friables. Leur cassure est conchoïdale à inégale. Ils sont fragiles.

Propriétés. Dureté : 3 à 3 ½ sur les surfaces de cassure, quelquefois plus élevée sur les faces externes; densité : 6,2 (pour la descloizite) à 5,9 (pour la mottramite); indices de réfraction : np = 2,17 et ng = 2,32 pour la mottramite; np = 2,18 et ng = 2,35 pour la descloizite. Éclat gras. Couleur variable habituellement rouge brunâtre à brun noirâtre mais incluant des nuances de rouge-orangé à brun rougeâtre profond et presque noir, mais aussi vert gazon à vert olive. Transparentes à presque opaques.

Gisements. Ce sont des minéraux d'oxydation des gisements situés en climat chaud, associés à la vanadinite, la pyromorphite, la mimétite et la cérusite; ils sont recherchés comme minerai de vanadium. De beaux groupes cristallisés de descloizite viennent de la région d'Otavi (Namibie) où on a également découvert la mottramite en grandes masses mamelonnées. Celle-ci est souvent associée à la dioptase dans les gisements du Congo.

Brazilianite $NaAl_3[(OH)_2|PO_4]_2$ **- monoclinique**

Très recherchés par les collectionneurs, les cristaux peuvent dépasser 15 cm et sont prismatiques selon [001] avec les faces en zone du prisme striées selon [001]; certains cristaux sont aussi allongés selon [100]. La brazilianite se trouve également en globules dont la structure est fibro-radiée. Elle se clive bien sur {010}. Fragile, sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 5 ½; densité : 2,983. Indices de réfraction : np = 1,60, ng = 1,62. Couleur jaune chartreuse à jaune pâle ou brunâtre. Éclat vitreux, transparent.

Gisements. Ce minéral rare se rencontre dans les pegmatites associé à l'albite, la muscovite, la tourmaline; il provient de Conselheira-Pena (Minas Gerais, Brésil). Il est quelquefois taillé comme gemme.

Bayldonite $PbCu_3[OH|AsO_4]_2$ **- monoclinique**

Cet arséniate assez rare se présente en minuscules concrétions mamelonnées avec une structure fibreuse et une surface en druse. Il est aussi massif, finement grenu à poudreux ou formé en encroûtements.

Propriétés. Dureté : 4 ½; densité : 5,5; indices de réfraction : np = 1,95, ng = 1,99. Éclat fortement résineux; couleur vert tarin à vert pomme et vert-jaune; subtranslucide.

Gisements. Ce minéral secondaire des zones d'oxydation des gîtes de cuivre est associé à l'olivénite.



C. Bevilacqua



C. Bevilacqua

▲ *A gauche, exceptionnel cristal de brazilianite provenant de Conselheira-Pena (Brésil) [Paris, École nationale supérieure des mines]. C'est un minéral rare, quelquefois taillé comme gemme. A droite, cristaux d'apatite provenant de Durango (Mexique) [Paris, École nationale supérieure des mines].*

On le trouve à Saint-Day, en Cornouailles (Angleterre) et au Tsumeb (Namibie).

Plumbogummite $PbAl_3H[(OH)_6|(PO_4)_2]$ ***- rhomboédrique***

Trouvée pour la première fois en France, la plumbogummite se présente en encroûtements ou en masses botryoïdales, réniformes, stalactiformes, globulaires (souvent avec une structure concentrique); elle peut aussi être massive, compacte. Au microscope, elle est fibro-radiée ou sphérolitique. Les cristaux de forme hexagonale sont rares et minuscules.

Propriétés. Dureté : 4 ½ à 5; densité : 4,014; indices de réfraction : np = 1,65, ng = 1,67. Couleur blanc grisâtre, gris jaunâtre, jaune à brun jaunâtre, rougeâtre ou encore verdâtre à bleuâtre. Éclat terne à résineux ou rappelant la gomme; translucide. Fragile, sa cassure est inégale à subconchoïdale.

Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation des gîtes de plomb, associé à la pyromorphite. Les meilleures pièces de collection viennent de Huelgoat (Bretagne).

Dussertite $BaFe_3^{3+}H[(OH)_6|(AsO_4)_2]$ ***- rhomboédrique***

La dussertite se présente en minuscules cristaux aplatis sur (0001), regroupés en rosettes ou en encroûtements.

Propriétés. Dureté : 3 ½; densité : 3,75; indices de réfraction : np = 1,85, ng = 1,87. Couleur verte à vert pistache.

Gisements. Ce minéral rare a été rencontré au Djebel Delar (Constantine, Algérie) ainsi qu'à Mapimi au Mexique.

Groupe des apatites

On rassemble sous ce nom une série de minéraux hexagonaux dont la formule chimique structurale est : $Ca_5[X(PO_4)_3]$, X pouvant être F (apatite ou fluorapatite), Cl (chlorapatite), O (oxy-apatite), OH (hydroxyl-apatite).

Apatite $Ca_5[F|(PO_4)_3]$ ***- hexagonal***

Les minéraux de ce groupe ont une grande importance pour l'industrie (phosphates); le plus souvent massifs et microcristallisés, globulaires, oolithiques ou terreux, ils sont assez fréquemment formés en cristaux qui peuvent exceptionnellement atteindre 40 ou 50 cm sur 20 cm.



C. Bevilacqua

◀ *Cristaux de clinoclase provenant de Gwennap (Cornwall) [Paris, École nationale supérieure des mines].*

Muséum national d'histoire naturelle, Paris



▲ **Mimétite** ***globulaire provenant de Santa Eulalia (Mexique) [Muséum national d'histoire naturelle, Paris].***

Ils sont de faciès prismatique, allongés selon [0001] avec les faces (0001), $(10\bar{1}0)$ et $(10\bar{1}1)$, ou encore tabulaires épais avec de nombreuses facettes, modifiant la terminaison (0001).

Propriétés. La dureté de l'apatite définit le degré 5 de l'échelle de Mohs ; densité : 3 à 3,18 ; indices de réfraction : np = 1,615 à 1,655, ng = 1,620 à 1,660. Transparente à opaque avec des couleurs variées : brun, jaune, bleu, vert, violet, etc., elle est également incolore ou blanche. L'éclat est vitreux et la cassure conchoïdale.

Gisements. C'est un minéral des roches éruptives, métamorphiques et sédimentaires (d'origine marine ou organique). Les plus gros cristaux se rencontrent dans les calcaires cristallins avec le sphène et le pyroxène, près de Greenville (Canada) ; de beaux cristaux bleu foncé viennent du Minas Gerais (Brésil) et des cristaux vert transparent du gisement de Panasqueira (Portugal) où ils sont associés au wolfram, à l'arsénoyprite, etc. Quelques beaux exemplaires jaune-vert limpide en provenance de Durango (Mexique) sont parfois taillés comme gemmes. Les « phosphates » sont des mélanges d'apatites amorphes ou microcristallisées d'origine sédimentaire, exploités par l'industrie chimique.

Pyromorphite $Pb_5(PO_4AsO_4)_3Cl$ - hexagonal
Mimétite $Pb_5(AsO_4,PO_4)_3Cl$ - hexagonal

Une série existe entre ces deux minéraux qui se présentent en cristaux prismatiques, allongés selon [0001] et de forme généralement simple avec $\{10\bar{1}0\}$ et {0001} ou bien ces deux formes avec $\{10\bar{1}1\}$; ils sont rarement tabulaires sur (0001) ou pyramidaux, souvent arrondis en « tonnelets ». En groupes, ils forment des buissons de cristaux prismatiques. Ces deux minéraux sont parfois aciculaires, assez souvent globulaires mamelonnés, réniformes ou botryoïdaux. Leur cassure est inégale à subconchoïdale. Ils sont fragiles.

Propriétés. Dureté : 3 $\frac{1}{2}$ à 4 ; densité : 7,04 (pyromorphite) à 7,24 (mimétite) ; elle décroît pour les variétés contenant du Ca en substitution du Pb ; indices de réfraction supérieurs à 2. Éclat résineux à subadamantin. La pyromorphite est verte ou jaune et brune de différentes nuances, mais aussi jaune cire, jaune-orangé, rouge-orangé et rouge brunâtre ou encore grisâtre. Elle est très rarement incolore et transparente. La mimétite est habituellement jaune pâle à brun jaunâtre, jaune orange, blanche ou incolore. Ordinairement subtransparente à translucide. Piézoélectrique. Les cristaux montrent souvent des zones de croissance concentriques dans lesquelles le rapport P/As varie.

Gisements. Très recherchés pour les collections, ces minéraux fréquents dans les zones d'oxydation des gisements de plomb sont principalement associés à la cérusite et à la limonite. Pour la pyromorphite, de belles pièces viennent de Friedrichsegen (Allemagne), de Huelgoat (Bretagne), de Vézis (Aveyron), des Farges (Corrèze) et, pour la mimétite, de Tsumeb (Namibie), Santa Eulalia (Chihuahua, Mexique) et des vieilles mines du Cumberland (Angleterre).

Vanadinite $Pb_5(VO_4)_3Cl$ - hexagonal

La vanadinite se présente en cristaux prismatiques plus ou moins allongés selon [0001], avec habituellement de petites faces et des arêtes nettes ; ils sont aussi aciculaires, en formes arrondies et disposés en groupements parallèles comme chez la pyromorphite et la mimétite. La cassure est inégale à conchoïdale. Fragile.

Propriétés. Dureté : 2 $\frac{3}{4}$ à 3 ; densité : 6,88 (décroissant avec la substitution de Ca pour Pb) ; indices de réfraction élevés (supérieurs à 2,30). Éclat subrésineux à subadamantin. Couleur rouge-orangé, rouge rubis à rouge brunâtre mais aussi brun rougeâtre à brune, jaune brunâtre à jaune paille pâle. Subtransparente à presque opaque. Les cristaux montrent parfois des zones concentriques de composition variée (avec Ca, P, As).

Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation des gisements de plomb, associé à la pyromorphite, la mimétite, la descloizite, etc. Les groupes de cristaux rouges les plus recherchés viennent de Mibladen (Maroc) et d'Old-Yuma Mine (Arizona, U.S.A.).

Huréaulite $(Mn,Fe^{2+})_5H_2[PO_4]_4 \cdot 4H_2O$ - monoclinique

Les cristaux sont prismatiques courts selon [001] quelquefois aussi tabulaires sur (100) ; ils peuvent ne pas avoir de direction privilégiée. Ils sont isolés ou groupés. L'huréaulite est aussi massive, compacte, écailleuse et imparfaitement fibreuse. Elle se clive bien sur {100}.

Propriétés. Dureté : 3 $\frac{1}{2}$; densité : 3,19 ; indices de réfraction : np = 1,647, ng = 1,660. Éclat vitreux, quelquefois gras, brillant. Couleur orange, rouge orange, orange brunâtre, brun rougeâtre à jaunâtre, rose-violet, rose pâle, rouge ambre mais aussi grise à presque incolore. Transparente à translucide.

Gisements. C'est un minéral secondaire formé par l'altération de la triphylite dans les pegmatites ; on l'a trouvé aux Hureaux et à La Vilate (près de Limoges), à Mangualde (Portugal) et à Branchville (Connecticut, U.S.A.).

Fervanite $Fe_4V_4O_{16} \cdot 5H_2O$ - monoclinique

La fervanite se présente en agrégats fibro-parallèles. Sa couleur est brun doré. Son éclat est brillant. Ses indices de réfraction sont supérieurs à 2,18. C'est un minéral rare de quelques gisements vanadifères du Colorado où il est associé à la carnotite et à d'autres vanadates (Paradox Valley). A Maunana (Gabon) il est associé à la schubnélite ($Fe_2V_2O_8 \cdot 2\ H_2O$), petits cristaux noirs brillants tricliniques.

Volborthite $Cu_3[VO_4]_2 \cdot 3\ H_2O$ - monoclinique

La volborthite se présente en encroûtements écailleux, spongieux ou fibreux et en agrégats qui ressemblent à des rosettes ; elle est aussi réticulée, quelquefois formée

en écailles de pourtour triangulaire ou hexagonal. Elle se clive parfaitement dans une direction.

Propriétés. Dureté : 3 ½ ; densité : 3,6 ; indices de réfraction : np = 2,01, ng = 2,07. Éclat vitreux et perlé sur les faces de clivage. Couleur vert olive foncé à vert et vert jaunâtre. Subtranslucide.

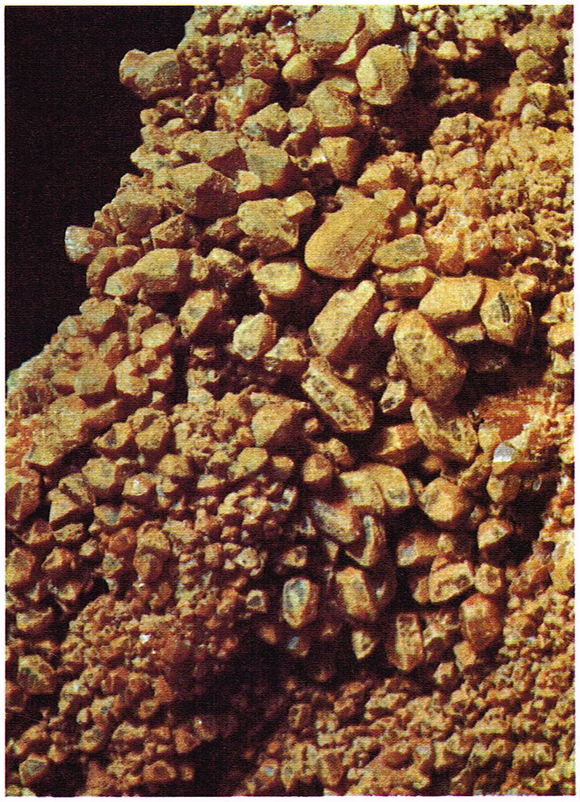
Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation des gîtes de cuivre. Les pièces de musée viennent de Nijni Taguilsk (Oural, U.R.S.S.) et de Richardson (Utah, U.S.A.).

Variscite $Al[PO_4] \cdot 2H_2O$ **- *orthorhombique***
Strengite $Fe^{3+}[PO_4] \cdot 2H_2O$ **- *orthorhombique***

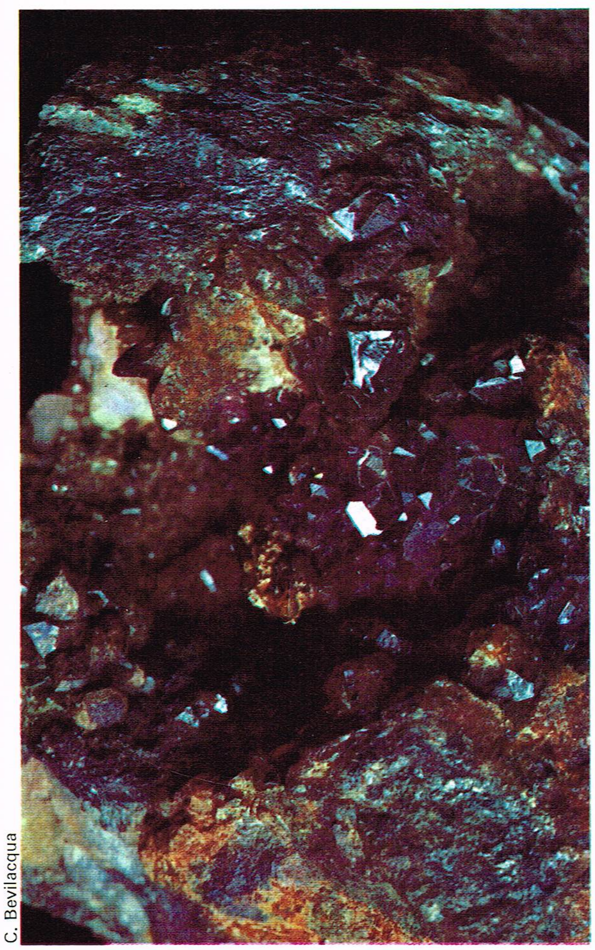
La variscite se présente rarement en cristaux qui sont alors octaédriques. Généralement, elle se rencontre sous forme finement grenue, en nodules ou en encroûtements. Les cristaux de strengite sont de formes plus variées : octaédriques {111}, tabulaires épais à minces {001} ou encore en gros prismes selon [100] ou [010]. Habituellement elle se trouve en agrégats sphériques et botryoïdaux avec une surface drusique et en encroûtements. Elle se clive bien sur [010]. La variscite massive a une cassure inégale à esquilleuse tendanciellement conchoïdale pour les types finement grenus ou vitreux ; elle est parfois employée comme gemme quand elle présente une belle couleur verte.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4 ½ (plus élevée pour la variscite) ; densité : 2,57 (variscite) et 2,87 (strengite) ; indices de réfraction : np = 1,56 et ng = 1,59 pour la variscite ; np = 1,71 et ng = 1,75 pour la strengite. Éclat vitreux à un peu cireux pour la variscite dense. La variscite est de couleur vert pâle à vert émeraude, vert bleuâtre ou incolore. La strengite a une couleur rouge fleur-de-pêcher, carmin, violet et aussi faiblement teintée, presque incolore. Transparentes à translucides.

Gisements. Ce sont des minéraux secondaires supergènes rencontrés dans les cavités et brèches proches de la surface, formés par l'action d'eaux phosphatées sur des roches alumineuses. Ils sont associés à la wavellite, la crandalite, la calcédoine, l'apatite, etc. Les meilleures variscites ornementales viennent de l'Utah (U.S.A.), où de très belles masses homogènes vertes zébrées de jaune-brun peuvent dépasser 20 cm de diamètre. Les groupes de cristaux de strengite que l'on peut voir dans les collections proviennent de Pleystein (Bavière, Allemagne).


C. Bevilacqua

◄ *Cristaux de* **hopéite** *provenant de Broken Hill (Rhodésie) [Paris, École nationale supérieure des mines].*


C. Bevilacqua

◄ *Un échantillon de cristaux de* **strengite** *provenant de Bavière (Paris, École nationale supérieure des mines).*

Scorodite $Fe^{3+}[AsO_4] \cdot 2H_2O$ **- *orthorhombique***

Cet arséniate de fer est assez répandu. Ses cristaux sont habituellement pyramidaux avec la forme {111} ; ils sont aussi tabulaires sur (001) ou prismatiques selon [010]. Les cristaux s'assemblent en encroûtements ou en groupes irréguliers. La scorodite est aussi massive, cristalline ou poreuse. Sa cassure est subconchoïdale.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4 ; densité : 3,28 ; indices de réfraction : np = 1,78, ng = 1,81. L'éclat des cristaux est fortement vitreux à subadamantin et subrésineux ; leur couleur est vert poireau pâle ou vert grisâtre à brun-rouge ; ils sont aussi quelquefois incolores ou bleuâtres, violets, jaunes ; le matériel terreux est vert pâle à vert grisâtre ou brunâtre.

Gisements. Ce minéral secondaire, abondant, est formé par l'oxydation de l'arsénopyrite. Les blocs massifs et zonés du Djebel Debar (Algérie) prennent un beau poli et peuvent être employés comme gemmes et pierres d'ornement. De beaux groupes de cristaux viennent de Puy-les-Vignes (Haute-Vienne) et de quelques mines du Japon et du Mexique.

Phosphophyllite $Zn_2(Fe,Mn)[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$ **- *monoclinique***

Ce minéral rare se présente en cristaux tabulaires épais sur (100), qui se maclent sur {100} ; la macle est parfois polysynthétique. Le clivage sur {100} est parfait. C'est un minéral fragile.

Propriétés. Dureté : 3 à 3 ½ ; densité : 3,08 à 3,13 ; indices de réfraction : np = 1,615, ng = 1,595. Éclat vitreux incolore à vert bleuâtre, transparent. Elle est fluorescente dans le violet et dans les courtes longueurs d'onde des radiations ultraviolettes.

Gisements. Ce minéral secondaire très recherché des collectionneurs en cristaux transparents a été rencontré à Hagendorf (Allemagne) et Oruro (Bolivie).

Hopéite $Zn_3[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$ **- *orthorhombique***

Elle se rencontre en masses réniformes, compactes. Les cristaux sont tabulaires sur (010) à prismatiques selon [001] ; ils sont isolés ou bien formés en agrégats touffus ou divergents ainsi qu'en encroûtements. Le

développement de leurs faces est souvent irrégulier. Le clivage est parfait sur {010}, de même que sur {100}. La cassure est inégale, et elle est fragile.

Propriétés. Dureté : 3 ¼; densité : 3,05; indices de réfraction : np = 1,58, ng = 1,59. Éclat vitreux et perlé sur la face de clivage {010}. Ce minéral est incolore à blanc grisâtre et jaune pâle; transparent à translucide.

Gisements. Ce minéral secondaire a été rencontré en abondance dans la zone d'oxydation du gisement de zinc de Broken Hill (Rhodésie), associé à l'hémimorphite, la tarbuttite, la smithsonite et la parahopéite.

Parahopéite $Zn_3[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$ - triclinique

La parahopéite est rare; elle se présente en cristaux allongés selon [001] et tabulaires sur (100), souvent en agrégats subparallèles ou en groupes touffus. La macle polysynthétique sur {100} est commune. Elle se clive parfaitement sur {010}.

Propriétés. Dureté : 3 ½; densité : 3,31; indices de réfraction : np = 1,615, ng = 1,635. Éclat vitreux et un peu perlé sur les faces de clivage. Incolore à transparente.

Gisements. Ce minéral de formation secondaire se trouve dans la mine de zinc de Broken Hill (Rhodésie).

Ludlamite $(Fe^{2+},Mg,Mn)_3[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$ - monoclinique

Les cristaux de ludlamite sont très recherchés pour les collections. Ils sont tabulaires sur (001), quelquefois groupés parallèlement. La ludlamite est aussi massive, grenue. Elle se clive parfaitement sur {001}.

Propriétés. Dureté : 3 ½; densité : 3,12 à 3,19; indices de réfraction : np = 1,65, ng = 1,69. Éclat vitreux. Couleur vert brillant à vert pomme; translucide.

Gisements. Les meilleures pièces de collection viennent de Blackbird Mine (Forney, Idaho, U.S.A.) où la ludlamite est associée à la vivianite. Quelques pièces ont été trouvées à Hagendorf (Bavière, Allemagne) et à Truro (Cornouailles, Angleterre).

Anapaïte $Ca_2Fe[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$ - triclinique

On rencontre souvent l'anapaïte sous forme de nodules creux et cristallisés à l'intérieur, ou encore sous forme d'agrégats en rosettes ou d'encroûtements de cristaux subparallèles; les cristaux sont tabulaires sur (110) et se clivent parfaitement sur {001}.

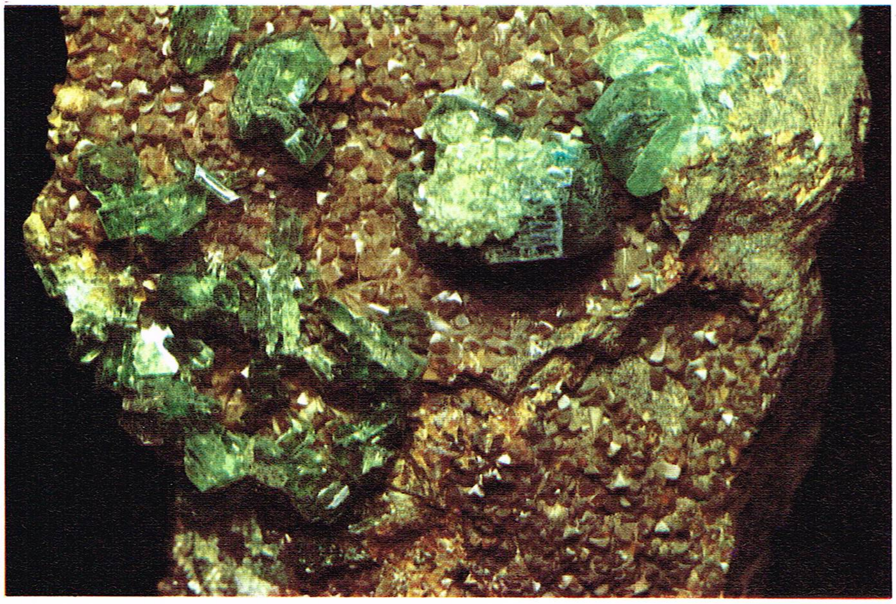
Propriétés. Dureté : 3 ½; densité : 3,80; indices de réfraction : np = 1,60, ng = 1,65. Éclat vitreux. Couleur verte à blanc verdâtre. Transparente.

Gisements. Les pièces que l'on peut voir dans les musées viennent de Cerdagna, Lerida (Espagne).

Lindackérite $(Cu, Co, Ni)_5H_2[AsO_4]_4 \cdot 8\text{-}9H_2O$ - monoclinique

La lindackérite est très rare et se présente en lattes minuscules regroupées en rosettes ou en encroûtements. Elle se clive parfaitement sur {010}.

▼ ***Cristaux de** ludlamite **provenant de Blackbird Mine (Ontario) [Paris, École nationale supérieure des mines].***



C. Bevilacqua

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 2 à 2,5; indices de réfraction : np = 1,630, ng = 1,725. Éclat vitreux vert pomme.

Gisements. Ce minéral secondaire est associé à l'érythrite; on le rencontre à Joachimsthal (Bohême).

Newbéryite $MgH[PO_4] \cdot 3H_2O$ - orthorhombique

Les cristaux de newbéryite sont équidimensionnels ou bien prismatiques courts selon [001] ou tabulaires sur (100). Ils se clivent parfaitement sur {010}.

Propriétés. Dureté : 3 à 3 ½; densité : 2,10; indices de réfraction : np = 1,515, ng = 1,533. Éclat vitreux, transparent et incolore.

Gisements. Les meilleures pièces de collection proviennent de Skipton Cave, Victoria (Australie).

Vivianite $Fe_3[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$ - monoclinique

Ses cristaux sont les plus grands que l'on ait rencontrés pour les phosphates. Habituellement prismatiques, allongés selon [001], quelquefois aussi aplatis sur (010); ils n'ont pas toujours de direction privilégiée, ou bien sont tabulaires sur (010) et souvent arrondis. La vivianite se présente aussi en masses ou concrétions réniformes, globulaires ou tabulaires, ou en incrustations de structure fibreuse, ou encore avec un aspect terreux et pulvérulent. Elle se clive parfaitement sur {010}. Sa cassure, fibreuse, est presque perpendiculaire à [001]. Elle est flexible en fines lamelles sur {010} et sectile.

Propriétés. Dureté : 1 ½ à 2; densité : 2,68 ± 0,01; indices de réfraction : np = 1,58, ng = 1,64. Éclat vitreux et perlé sur (010), terne ou terreux. Incolore et transparente quand elle est fraîche et non altérée, elle devient rapidement bleu pâle ou bleu verdâtre à cause de l'oxydation superficielle et fonce lorsqu'elle reste exposée à l'air (bleu foncé et bleu verdâtre foncé, bleu indigo ou noir bleuâtre). Transparente quand elle est incolore ou faiblement teintée, translucide pour les cristaux profondément colorés.

Gisements. Ce minéral secondaire est formé par l'altération des phosphates de fer-manganèse primaires des pegmatites, ou associé à des matières organiques dans des sédiments. C'est dans les marigots des gisements d'Auloua (Cameroun) que l'on a trouvé d'énormes cristaux de 2 m parfois groupés en rosaces de 4 m de diamètre.

Érythrite $(Co,Ni)_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$ - monoclinique
Annabergite $(Ni,Co)_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$ - monoclinique

Ces deux minéraux forment une série par remplacement du nickel par le cobalt. L'érythrite donne des cristaux prismatiques à aciculaires selon [001] et aplatis sur (010). Les cristaux sont profondément striés ou cannelés selon [001], striés aussi sur (010). L'annabergite se présente rarement en cristaux qui, généralement, ne sont pas bien formés. L'érythrite forme souvent des groupes étoilés ou radiés; elle est globuleuse ou réniforme avec une surface drusique ou en colonne avec une structure grossièrement fibreuse; elle est aussi terreuse et pulvérulente. Habituellement, l'annabergite forme des recouvrements finement cristallins ou terreux. Elles se clivent toutes deux parfaitement sur {010}. Elles sont flexibles en fines lamelles. Sectile.

Propriétés. Dureté : 1 ½ à 2 ½; densité : 3,06 (érythrite) et 3,07 (annabergite); indices de réfraction : np = 1,63 et ng = 1,70 (érythrite); np = 1,62 et ng = 1,68 (annabergite). Éclat légèrement adamantin, perlé sur {010}; il est aussi terne et terreux. L'érythrite est rouge cramoisi et rouge pêche; la couleur pâlit quand la teneur en nickel augmente; elle est rose pâle pour Co/Ni = 1/1 puis devient blanche ou gris-vert pâle et vert pomme pour le matériel hautement nickelifère. Transparentes à translucides en cristaux.

Gisements. Ces deux minéraux secondaires se forment par oxydation des sulfo-arséniures de cobalt et de nickel; ce sont de bons indicateurs des minéraux primaires de cobalt et de nickel. L'érythrite a été surnommée « fleur de cobalt » par les mineurs. Les plus beaux cristaux ont été trouvés à Bou-Azzer au Maroc, associés à la skuttérudite et à des arséniates de calcium et de magnésium. Les meilleures annabergites viennent du Laurium (Grèce).

Symplésite $Fe_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$ - triclinique

Cet arséniate de fer se présente en agrégats sphériques de structure radiée, grossièrement fibreuse, et aussi

en petits cristaux imparfaits, allongés selon [001] et quelquefois aplatis sur $(1\bar{1}0)$. Il se macle sur $\{1\bar{1}0\}$ et se clive parfaitement sur $\{1\bar{1}0\}$. Fragile, la cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$; densité : 3,01 ; indices de réfraction : np = 1,63, ng = 1,70. Éclat vitreux et perlé sur les faces planes de clivage. Couleur vert lumineux à vert poireau, inclinant au noir verdâtre et au bleu indigo profond par oxydation partielle. Transparente quand elle est fraîche.

Gisements. Ce minéral secondaire est associé à la scorodite, la pharmacosidérite et à d'autres arséniates. Les échantillons classiques qu'on peut voir dans les musées viennent de Lobenstein (Allemagne).

Rosélite α -$Ca_2Co[AsO_4]_2 \cdot 2H_2O$ - monoclinique

La rosélite se présente en cristaux prismatiques allongés selon [001]. Les terminaisons sont habituellement simples et d'aspect monoclinique ou orthorhombique avec les formes {122} et $(\bar{1}22)$ bien développées. Elle se présente aussi en druses de cristaux engrenés les uns dans les autres et en agrégats sphériques. Elle se macle très communément sur {100}. Le clivage sur {010} est parfait et facile.

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$; densité : 3,50 à 3,74 (elle augmente avec la teneur en cobalt) ; indices de réfraction : np = 1,70, ng = 1,72. Éclat vitreux rose ou rose pâle à rose foncé violacé. Le matériel le plus foncé est en général celui qui est le plus riche en cobalt. Transparente à translucide.

Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation des arséniures de cobalt associé à l'érythrite, la skuttérudite, la picropharmacolite. Les meilleurs groupes de cristaux viennent de Bou-Azzer (Maroc) et de Schneeberg (Saxe, Allemagne).

Brandtite $Ca_2Mn[AsO_4]_2 \cdot 2H_2O$ - monoclinique

Cet arséniate rare se présente en prismes allongés selon [001] ; la forme {100} est striée selon [001] ; les cristaux sont souvent réunis en groupes radiés. La brandtite se présente aussi en masses arrondies ou réniformes avec une structure fibro-radiée. Elle se macle sur {100}. Elle se clive parfaitement sur {010}.

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$; densité : 3,67 ; indices de réfraction : np = 1,71, ng = 1,72. Éclat vitreux, incolore à blanc. Transparente à translucide.

Gisements. On l'a rencontrée associée à la calcite, la baryte, la sarkinite et la galène à Presberg (Suède).

Picropharmacolite $Ca_4MgH_2[AsO_4]_4 \cdot 11H_2O$ - triclinique

Ce minéral, très délicat, se présente en agrégats de forme botryoïdale ou en petites sphères avec une structure foliacée radiée ; on le trouve aussi assez souvent en touffes de fibres soyeuses ou en cristaux aciculaires minuscules.

Propriétés. Densité : 2,58 ; indices de réfraction : np = 1,63, ng = 1,64. Couleur blanche. Éclat perlé faible. Opaque.

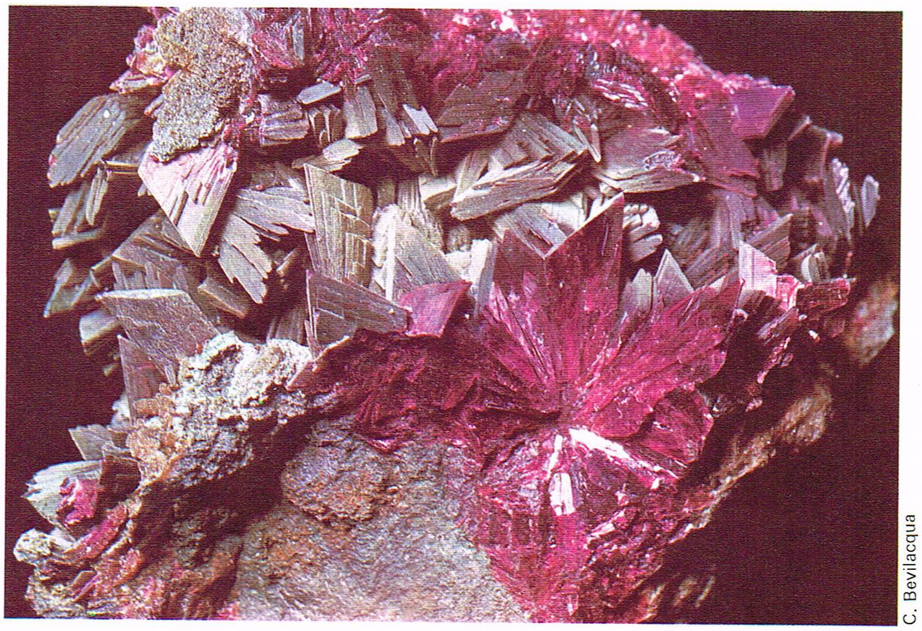
Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation des gîtes contenant des arséniures. Il se forme également dans des mines abandonnées. On le trouve par altération de la calcite au contact des eaux arsénicales associé à la pharmacolite, la sainfeldite et à d'autres arséniates de calcium à Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges), et à l'érythrite à Bou-Azzer (Maroc).

Brushite $CaH[PO_4] \cdot 2H_2O$ - monoclinique

Ce phosphate apparaît soit sous forme d'efflorescences et de cavités recouvertes de cristaux minuscules, soit en aiguilles ou en cristaux prismatiques à tabulaires sur (010). Il ressemble parfois au gypse. La brushite est aussi terreuse, poudreuse ou en feuillets. Elle se clive parfaitement sur {010} et {001}.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$; densité : 2,33 ; indices de réfraction : np = 1,54, ng = 1,55. Éclat vitreux et perlé sur les faces de clivage, incolore à jaune pâle. Transparente à translucide. Piézo-électrique.

Gisements. D'origine sédimentaire (et organique), des cristaux de 2 cm ont été trouvés dans les phosphates du Quercy (près de Limoges). De grandes plaques de lamelles enchevêtrées viennent de Saint-Chels près de Cajarc (Lot).



C. Bevilacqua

▲ ***Groupe exceptionnel de cristaux d'érythrite provenant de Bou-Azzer (Maroc) [Paris, École nationale supérieure des mines].***

Tagilite $Cu_2[OH|PO_4] \cdot H_2O$ (?) - monoclinique

Parfois confondu avec la pseudomalachite, ce minéral se rencontre en recouvrements poreux, terreux ou en concrétions réniformes à structure finement fibreuse.

Propriétés. Dureté : 3 ; densité : 3,5 ; indices de réfraction : np = 1,69, ng = 1,85. Couleur vert émeraude à vert montagne.

Gisements. C'est un minéral secondaire associé à la pseudomalachite et à la libéthénite, dans les zones d'oxydation des gisements de cuivre. Les pièces exposées dans les musées viennent principalement de Nijni Tagilk (Oural), localité qui a donné son nom à ce minéral.

Legrandite $Zn_2[OH|AsO_4] \cdot H_2O$ - monoclinique

Très recherchée des collectionneurs, la legrandite se présente en agrégats radiés de cristaux prismatiques allongés selon [001]. Elle se clive sur {100}.

Propriétés. Dureté : 5 ; densité : 4,01 ; indices de réfraction : np = 1,675, ng = 1,735. Incolore à jaune canari très vif. Transparente à translucide.

Gisements. Les plus belles pièces de collection viennent de Mapimi, Durango (Mexique).

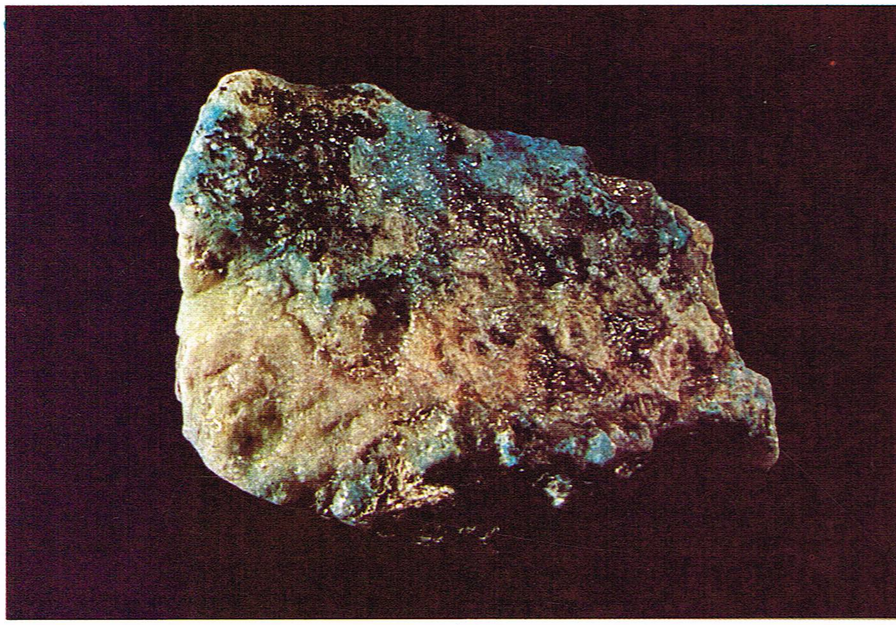
Euchroïte $Cu_2[OH|AsO_4] \cdot 3H_2O$ - orthorhombique

Ce minéral rare qui n'est connu que dans une localité, se présente en cristaux prismatiques courts allongés selon

▼ ***Cristaux de rosélite provenant de Bou-Azzer (Maroc) [Paris, École nationale supérieure des mines].***



C. Bevilacqua



Bousquet - Jacana

▲ *La turquoise est un minéral très recherché comme gemme depuis l'Antiquité.*

[010] ou sans direction privilégiée. Les cristaux sont ordinairement d'apparence holoédrique. La cassure est inégale à subdonchoïdale. Plutôt fragile.

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$ à 4 ; densité : 3,44 ; indices de réfraction : np = 1,695, ng = 1,735. Éclat vitreux vert émeraude brillant. Transparente à translucide.

Gisements. Ce minéral est associé à l'olivénite à Libethen (Hongrie).

Paravauxite $Fe^{2+}Al_2[OH|PO_4]_2 \cdot 8H_2O$ - triclinique

Souvent formée en cristaux prismatiques courts selon [001] à tabulaires épais sur (010), la paravauxite apparaît occasionnellement en agrégats subparallèles ou radiés. Les cristaux se clivent parfaitement sur {010}. La cassure est conchoïdale ; elle est fragile.

Propriétés. Dureté : 3 ; densité : 2,36 ; indices de réfraction : np = 1,55, ng = 1,57. Éclat vitreux et perlé sur les faces de clivage. Incolore à blanc verdâtre pâle. Transparente à translucide.

Gisements. Ce minéral secondaire est très rare ; associé à la vauxite, on l'a rencontré en beaux groupes de cristaux à Llallagua (Colombie).

Cacoxénite $Fe^{3+}_4[OH|PO_4]_3 \cdot 12H_2O$ - hexagonal

Ce minéral se présente souvent en agrégats touffus et radiés ou en recouvrements fibreux, sphérolithiques ; ses cristaux aciculaires sont fins selon [001] et ont quelquefois une section transversale hexagonale.

Propriétés. Dureté : 3 à 4 ; densité : 2,2 à 2,4 ; indices de réfraction : np = 1,58, ng = 1,64. Éclat soyeux jaune à jaune brunâtre, jaune doré, jaune rougeâtre, rarement verdâtre.

Gisements. C'est un minéral secondaire associé à la dufrénite, à la wavellite et à la limonite. Les échantillons exposés viennent de Trenic (Bohême), d'Eisenhausen, Weilburg et Hagendorf (Allemagne).

Diadochite ou destinésite
$Fe_2[OH|PO_4,SO_4] \cdot 5H_2O$ - triclinique

Elle se présente sous forme microcristalline, en masses réniformes, noduleuses ou terreuses. Elle est aussi amorphe et en gel, en encroûtements colloformes, stalactitiques et botryoïdaux ou en masses pulvérulentes. La cassure est terreuse ou inégale à conchoïdale. Elle est fragile.

Propriétés. Dureté variable : 3 à 4 pour les types vitreux, moins pour le matériel terreux ; la densité est ordinairement de 2 à 2,4 ; elle varie largement avec l'état d'agrégation et la teneur en eau. Couleur jaune à brun jaunâtre et brun ; aussi brun rougeâtre, jaune verdâtre, blanc jaunâtre ou verdâtre pâle. Terne et opaque pour les types terreux, presque transparente avec un éclat cireux ou subvitreux pour le gel en masses.

Gisements. C'est un minéral secondaire de néoformation associé à la mélanthérite, à la vivianite et à la delvauxite ; de grandes masses mamelonnées, à surface terreuse, se trouvent à Litosice (Bohême).

Wavellite $Al_3[(OH)_3|(PO_4)_2] \cdot 5H_2O$ - orthorhombique

Les cristaux sont rares ; ils sont plus ou moins allongés selon [001]. Habituellement, la wavellite est en agrégats hémisphériques ou globuleux dont la structure est fibroradiée ou étoilée ; elle se présente aussi en encroûtements. Les cristaux se clivent parfaitement sur {110} et bien sur {101}. La cassure est inégale à subconchoïdale. Fragile.

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{4}$ à 4 ; densité : 2,36 ; indices de réfraction : np = 1,52, ng = 1,55. Éclat vitreux inclinant à perlé et résineux. Parfois incolore, elle est de couleur blanc verdâtre et vert-jaune, mais aussi brun jaunâtre, brune, noir brunâtre, bleue, ou blanche. Translucide.

Gisements. Minéral secondaire rencontré dans les fissures des roches alumineuses métamorphiques, des roches phosphatées et plus rarement dans les veines hydrothermales. Les meilleures pièces de collection viennent de l'Arkansas (U.S.A.).

Childrénite $(Fe^{2+}Mn^{2+})Al[(OH)_2|PO_4] \cdot H_2O$ - orthorhombique
Éosphorite $(Mn,Fe^{2+})\,Al[(OH)_2|PO_4] \cdot H_2O$ - orthorhombique

Ces deux minéraux forment une série ; ils se présentent en cristaux de même développement dans les trois directions ou bien pyramidaux à prismatiques courts selon [001] et tabulaires épais sur (010) ; ils sont aussi aplatis sur (100). Ils sont souvent formés en groupes radiés de cristaux distincts, évoluant vers des masses botryoïdales et des encroûtements à structure grossièrement fibreuse (rarement massive). Cassure subconchoïdale à inégale.

Propriétés. Dureté : 5 ; densité : 3,25 (childrénite) et 3,06 (éosphorite) ; indices de réfraction : childrénite : np = 1,65, ng = 1,69 ; éosphorite : np = 1,628, ng = 1,655. Éclat vitreux à un peu résineux. Couleur brune et brun jaunâtre. Transparents à translucides.

Gisements. Ce sont des minéraux des pegmatites riches en phosphore et de quelques filons hydrothermaux ; ils sont associés à l'apatite, au quartz et à la pyrite. Des pièces ont été trouvées à Aracuai Minas Gerais (Brésil) qui figurent dans des collections.

Turquoise $CuAl_6[(OH)_2|PO_4]_4 \cdot 4H_2O$ - triclinique
Chalcosidérite $Cu\,Fe_6^{3+}[(OH)_2|PO_4]_4 \cdot 4H_2O$

La turquoise est très recherchée comme gemme depuis l'Antiquité. Ses cristaux sont rares : ils sont prismatiques, courts selon [001], avec des grandes faces (001), (010) et ($1\bar{1}0$). Habituellement, la turquoise est massive, dense, cryptocristalline à finement grenue ; elle se présente aussi en encroûtements et en formes concrétionnées ou stalactitiques. La chalcosidérite se rencontre en encroûtements ou en groupes de cristaux distincts ; les cristaux sont prismatiques courts selon [001] avec des grandes faces (001), (010), (110) et ($1\bar{1}0$). Leur clivage est parfait sur {001} et bon sur {010}. La cassure de la turquoise massive est conchoïdale petite à unie.

Propriétés. Dureté : 5 à 6 (turquoise) et $4\frac{1}{2}$ (chalcosidérite) ; la densité de la turquoise massive est 2,6 à 2,8 et 2,84 pour les cristaux ; les cristaux de chalcosidérite ont une densité de 3,22 ; indices de réfraction : turquoise : np = 1,61, ng = 1,65 ; chalcosidérite : np = 1,77, ng = 1,84. L'éclat des cristaux est vitreux et la turquoise massive a un éclat cireux et faible. La couleur de la turquoise massive est bleu ciel, vert bleuâtre à vert pomme, gris verdâtre et subtranslucide à opaque. Les cristaux sont bleu brillant et transparents. La chalcosidérite est vert tarin lumineux et transparente.

La couleur de la majorité des turquoises est altérée par l'action des acides ou de l'ammoniaque et par l'exposition à l'air humide.

Gisements. Minéral de formation secondaire, la turquoise se rencontre dans diverses roches alumineuses (éruptives ou sédimentaires) situées en climat aride. Le gisement de Meydan (Khorassan, Iran) fournit depuis plusieurs siècles de belles turquoises gemmes d'une intense couleur bleu clair. Des rognons utilisables comme gemmes viennent également de Chine, d'Égypte (Sinaï), du sud des États-Unis et du Mexique. La chalcosidérite s'est rencontrée dans les zones d'oxydation des gisement de cuivre de Redruth (Cornouailles).



C. Bevilacqua

◀ *Très belle cristallisation de tyrolite de Penamellera, Espagne (Paris, École nationale supérieure des mines).*

Tyrolite $Ca_2Cu_9[(OH)_{10}|(AsO_4)_4] \cdot 10H_2O$ - orthorhombique

Cet arséniate se présente rarement en cristaux, en lattes ou en écailles aplaties sur (010) et allongées sur [100] ou [001]. Habituellement en éventail et en agrégats foliacés, il peut se rencontrer aussi en encroûtements et en masses réniformes avec une structure feuilletée radiée et une surface drusique. Il se clive parfaitement sur {001}. Flexible en fines lamelles. Sectile.

Propriétés. Dureté : 2; densité : 3 à 3,2; indices de réfraction : np = 1,69, ng = 1,73. Éclat vitreux et perlé sur {001}. Couleur vert pomme pâle à vert-de-gris inclinant au bleu ciel; translucide.

Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation des gisements de cuivre, associé à la malachite, à la chrysocolle, à l'azurite, etc. Les échantillons exposés dans les musées viennent surtout de Schwartz (Tyrol) et de Penamellera (Espagne) où l'on a trouvé les plus beaux cristaux.

Chalcophyllite $(Cu,Al)_3[(OH)_4|(AsO_4,SO_4)] \cdot 6H_2O$ - rhomboédrique

La chalcophyllite se présente en cristaux tabulaires sur (0001), à 6 côtés, d'aspect rhomboédrique; la forme {0001} est striée triangulairement. La chalcophyllite est aussi massive, feuilletée, en druses, en agrégats en forme de rosettes. Elle se clive parfaitement sur {0001}. Elle n'est pas fragile.

Propriétés. Dureté : 2; densité : 2,67 (pour le matériel très hydraté) et décroissant avec la perte d'eau; indices de réfraction : np = 1,55, ng = 1,62 (augmentant avec le degré d'hydratation). Éclat vitreux à subadamantin devenant perlé particulièrement sur {0001} quand elle est partiellement déshydratée. Couleur vert émeraude, et aussi vert gazon à vert bleuâtre. Transparente à translucide.

Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation des gisements de cuivre. Les plus beaux exemplaires cristallisés viennent de Saint-Day (Cornouailles) et Cap-Garonne (Var) où ce minéral est associé à d'autres sulfates et arséniates rares.

Liroconite $Cu_2Al[(OH)_4|AsO_4] \cdot 4H_2O$ - monoclinique

Cet arséniate rare forme des cristaux minces ou lenticulaires d'apparence octaédrique aplatie. Sa cassure est inégale à conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 $\frac{1}{2}$; densité : 2,9 à 3; indices de réfraction : np = 1,61, ng = 1,67. Éclat vitreux inclinant au résineux. Couleur bleu ciel à vert-de-gris. Transparente à translucide.

Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation des gisements de cuivre. Les plus belles pièces de collection viennent presque exclusivement de la région de Saint-Day et de Redruth (Cornouailles).

Évansite $Al_3[(OH)_6|PO_4] \cdot 6H_2O$ - gel

L'évansite est massive et forme des recouvrements réniformes, botryoïdaux et opalins avec quelquefois une structure colloforme concentrique; elle est aussi stalactitique. Sa cassure est conchoïdale. Très fragile.

Propriétés. Dureté : 3 à 4; densité variable : 1,8 à 2,2, habituellement 1,9 environ; indices de réfraction variable entre 1,44 et 1,49. Éclat vitreux, inclinant au résineux et au cireux. Incolore à blanc laiteux, quelquefois teintée de bleu, de vert ou de jaune. Les variétés contenant beaucoup de Fe_2O_3 sont brunes, brun rougeâtre ou rouges. Transparente à translucide.

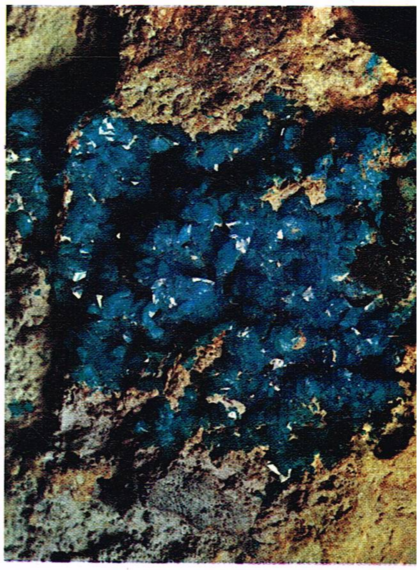
Gisements. C'est un minéral de formation secondaire associé à la limonite et à l'allophane. Entre autres localités connues, on peut citer Alsosajo (Roumanie).

Pharmacosidérite $KFe_4^{3+}[(OH)_4|(AsO_4)_3] \cdot 6\text{-}7H_2O$ - cubique

La pharmacosidérite se présente communément en cristaux cubiques avec des faces striées diagonalement, ou encore tétraédriques; la pharmacosidérite est rarement grenue ou terreuse. Sa cassure est inégale. Elle est plutôt sectile.

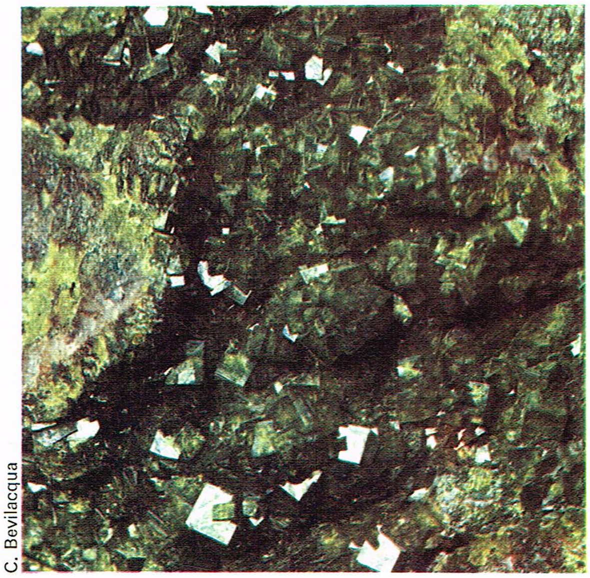
Propriétés. Dureté : 2 $\frac{1}{2}$; densité : 2,797; indice de réfraction : n = 1,69. Éclat adamantin à gras. Couleur vert olive passant au jaune miel, brun jaunâtre et brun foncé;

▼ **Liroconite** *de* **Cornouailles** *(Paris, École nationale supérieure des mines).*



C. Bevilacqua

▶ **Pharmacosidérite** *de Cornouailles en cristaux très nets (Paris, École nationale supérieure des mines).*



C. Bevilacqua

elle est aussi rouge hyacinthe, rouge brunâtre, vert émeraude. Transparente à translucide. Faiblement piézo-électrique et pyro-électrique.

Gisements. C'est un minéral secondaire assez fréquent dans les gisements d'arsénopyrite; on l'a également reconnu dans des filons hydrothermaux de wolfram. D'intéressants groupes de cristaux proviennent de Wheal-Gorland (Cornouailles).

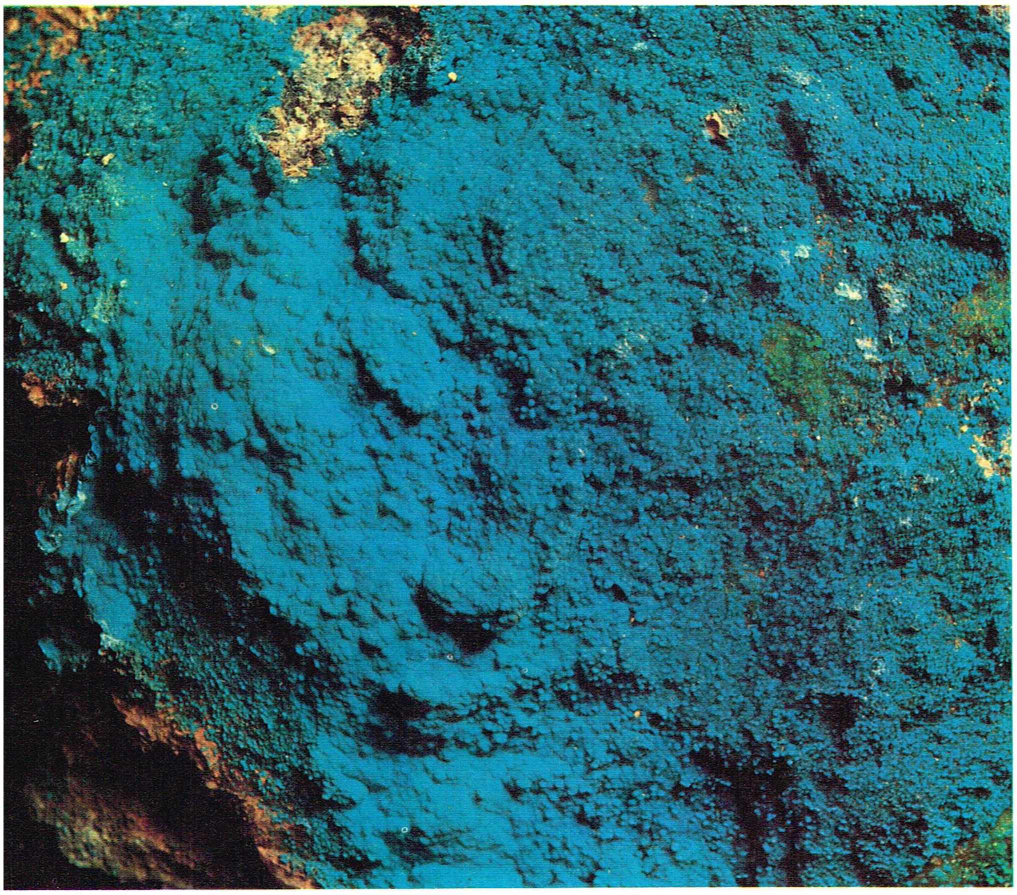
Arséniosidérite $Ca_3Fe_4[OH|AsO_4]_4 \cdot 4H_2O$ *- hexagonal*

Ce minéral est très caractéristique; on le rencontre presque toujours en agrégats fibro-radiés; les fibres sont aplaties sur (001) et se clivent sur {001}.

Propriétés. Dureté : 4 ½ pour les types grenus, décroissant à 1 ½ pour le matériel de type fibreux; densité : 3,60; indices de réfraction : np = 1,80, ng = 1,88. Éclat sub-métallique à soyeux. Couleur jaune doré à brun rougeâtre (fibreux), et aussi noire ou noir brunâtre. Opaque sauf pour les petits grains.

Gisements. L'arséniosidérite a été trouvée au siècle dernier en abondance à Romanèche (Saône-et-Loire), associée à des hydroxydes de manganèse, à la gœthite et à l'hématite.

▼ **Lavendulanite** *de Meskani, Iran (Paris, École nationale supérieure des mines).*



C. Bevilacqua

Lavendulanite $(Ca, Na)_2Cu_5[Cl|(AsO_4)_4] \cdot 5H_2O$ *- orthorhombique*

Très caractéristique par sa couleur, ce minéral se présente souvent en croûtes botryoïdales ou en agrégats formés par des fibres microscopiques ou lamelles radiées.

Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 3; indices de réfraction : np = 1,715, ng = 1,725. Belle couleur bleu lavande.

Gisements. La lavendulanite a été trouvée à Joachimsthal (Bohême), associée à l'érythrite, et plus récemment à Meskani, Anarak (Iran).

Mixite $(Bi^{3+}, Fe^{3+}, ZnH, CaH)Cu_{12}[(OH)_{12}|(AsO_4)_6] \cdot 6H_2O$ *- hexagonal*

Ce minéral rare se présente le plus souvent en touffes de fibres (allongement suivant [0001]), en incrustations ou en petites masses compactes ou sphérolitiques à structure fibreuse.

Propriétés. Dureté : 3 à 4; densité : 3,75 à 3,80; indices de réfraction : np = 1,73 à 1,74, ng = 1,81 à 1,83. Couleur vert émeraude à bleu-vert de toutes nuances jusqu'au blanchâtre.

Gisements. La mixite est associée au bismuth, à la bismuthite et à la smaltite à Joachimsthal (Bohême), où elle a été découverte pour la première fois. Les beaux exemplaires de musées viennent des mines de la région de Tintic (Utah, États-Unis).

Sabugalite $(AlH)_{0,5}[UO_2|PO_4]_2 \cdot 10H_2O$ *- quadratique*

La sabugalite se rencontre en placages de lamelles allongées, en agrégats cristallins et plus rarement en cristaux distincts; ceux-ci sont allongés en forme de lattes dépassant très rarement 1 cm, ils sont souvent polysynthétiques suivant le plan d'aplatissement (001). Le clivage sur {001} est parfait.

Propriétés. Dureté : 2 à 3; densité : 3,2; indices de réfraction : np = 1,585, ng = 1,567. Translucide avec un éclat nacré; couleur jaune citron ternissant par déshydratation en devenant opaque. Très fluorescent aux ultraviolets en vert-jaune vif. Comme tous les composés d'uranium, la sabugalite est radio-active.

Gisements. C'est un minéral secondaire des zones d'oxydation des gîtes de pechblende, rencontré dans les aplites et les pegmatites, en association le plus souvent avec l'autunite. Les premiers échantillons trouvés venaient de Sabugal (Portugal), mais c'est au gîte de Margnac qu'ont été trouvés les plus beaux exemplaires connus dans les collections.

Torbernite (ou chalcolite) $Cu[UO_2|PO_4]_2 \cdot 10H_2O$ *- quadratique*

Ce minéral est fréquemment sous forme de masses fibro-écailleuses, de cristaux polysynthétiques, d'agrégats de rosettes, de lames carrées et groupements parallèles. Les cristaux isolés sont lamellaires à section carrée et, plus rarement, en bipyramides tronquées avec les faces (101), (001) et (100). Le clivage basal {001} est parfait et facile.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 3,22; les indices de réfraction (np = 1,59, ng = 1,58) augmentent avec la déshydratation, qui conduit à la méta-torbernite ne contenant que $8H_2O$ (théoriquement, la torbernite en contient 12 mais la teneur varie facilement entre 8 et 12 en fonction du degré hygroscopique de l'air). Éclat vitreux à subadamantin, nacré sur (001); transparente en lamelles minces; couleur : vert-jaune à vert malachite, vert émeraude à vert-noir.

Gisements. Ce minéral secondaire des zones d'oxydation des gisements d'uranium, très répandu, est associé à l'autunite, la malachite, etc. Les plus beaux groupes de cristaux brillants viennent de Musonoï (Katanga). D'intéressantes pièces de collection venaient autrefois de Grummislake (Cornouailles). C'est de la mine des

Bois-Noirs à Saint-Priest-la-Prugne (Loire) que proviennent les plus grands groupes de cristaux rencontrés en France.

***Autunite** Ca[UO_2|PO_4]$_2$·$10H_2O$ - quadratique*

C'est l'un des minéraux d'uranium les plus fréquents. On le rencontre le plus souvent en masses écailleuses micacées, en croûtes épaisses ou en formations de tablettes subparallèles crêtées. Les cristaux sont aplatis suivant (001) en lamelles carrées et sont, plus rarement, en bipyramides tronquées. Le clivage basal {001} est parfait; celui sur {100} est indistinct.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 3,1 à 3,2; les indices de réfraction varient suivant le degré d'hydratation et augmentent avec une perte en eau; pour le maximum d'hydratation ($12H_2O$), np = 1,552 et ng = 1,575. L'autunite est transparente en fines lamelles avec une couleur jaune-vert fluorescente. La couleur des échantillons moins hydratés varie du jaune paille au jaune citron, et du jaune-vert (opaque) au vert vif. L'éclat est nacré sur le clivage. La fluorescence vert-jaune aux ultraviolets est très vive.

Gisements. Ce minéral secondaire est fréquent dans les zones d'oxydation des filons hydrothermaux ou des pegmatites contenant de la pechblende sous-jacente; il peut parfois se former très loin des minerais primaires; il est associé à la torbernite et à d'autres minéraux secondaires d'uranium. Trouvée la première fois près d'Autun, l'autunite a été rencontrée en abondance dans les gîtes uranifères français du Massif central et de Bretagne. Du gisement de Spokane (Washington), viennent également de grands groupes de cristaux.

***Uranocircite** Ba[UO_2|PO_4]·$10H_2O$ - quadratique*

L'uranocircite se présente en lamelles ou cristaux tabulaires carrés, ou encore en agrégats flabelliformes ou micacés ressemblant beaucoup à ceux de l'autunite. Le clivage basal sur {001} est parfait, comme c'est le cas de tous les minéraux de ce groupe.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 3,50; indices de réfraction : np = 1,59, ng = 1,61, variant avec le degré d'hydratation et la teneur en calcium. Transparent à translucide; éclat nacré sur (001); même couleur jaune que l'autunite. Forte fluorescence en vert-jaune vif aux rayons ultraviolets. L'uranocircite se distingue de l'autunite par sa densité plus forte : elle tombe dans l'iodure de méthylène (3,30), alors que l'autunite y flotte.

Gisements. C'est un minéral des zones d'oxydation des gisements d'uranium; il est plus rare que l'autunite. Du Batou (Saône-et-Loire) viennent les meilleurs échantillons français.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ **Autunite** ***cristallisée dans une fissure de granite altéré (Margnac, Haute-Vienne).***

***Novacekite** Mg[UO_2|AsO_4]$_2$·$10H_2O$ - quadratique*

La novacekite forme une série avec la saléeite (terme phosphaté) et ses cristaux sont tabulaires. Les plus gros sont allongés suivant [010], donnant des associations de plaquettes rectangulaires dont l'empilement imparfaitement parallèle forme des gerbes. Le clivage est parfait sur (001).

Propriétés. Dureté : 2 ½; densité : 3,6 (le terme intermédiaire [AsO_4, PO_4] a une densité moindre : 3,35); indices de réfraction : np = 1,620, ng = 1,637; couleur jaune paille à jaune vif. Translucide à opaque.

Gisements. Ce minéral secondaire, rare, des zones d'oxydation des gisements de pechblende a été étudié pour la première fois à Schneeberg (Saxe). De splendides cristaux (jusqu'à 4 cm) ont été trouvés dans la magnésite de Brumado (Brésil) il y a quelques années.

***Saléeite** Mg[UO_2|PO_4]$_2$·$10H_2O$ - quadratique*

Elle ressemble beaucoup à la novacekite. Ses propriétés sont plus faibles. Densité : 3,25; indices de réfraction : np = 1,560, ng = 1,574.

Les meilleurs échantillons que l'on peut voir dans les musées viennent de Shinkolobwe (Katanga), où elle est associée à la torbernite.

***Zeunérite** Cu[UO_2|AsO_4]$_2$·$10H_2O$ - quadratique*
***Métazeunérite** (5 à $8H_2O$)*

Ce minéral ressemble à la torbernite; les cristaux sont tabulaires sur (001), plus rarement en pyramide quadratique. La zeunérite se rencontre le plus souvent en agrégats micacés minces.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 3,64; indices de réfraction : np = 1,62, ng = 1,64 (variant suivant le degré d'hydratation); éclat vitreux, nacré sur le clivage; couleur vert émeraude; comme la torbernite, elle n'a aucune fluorescence aux rayons ultraviolets.

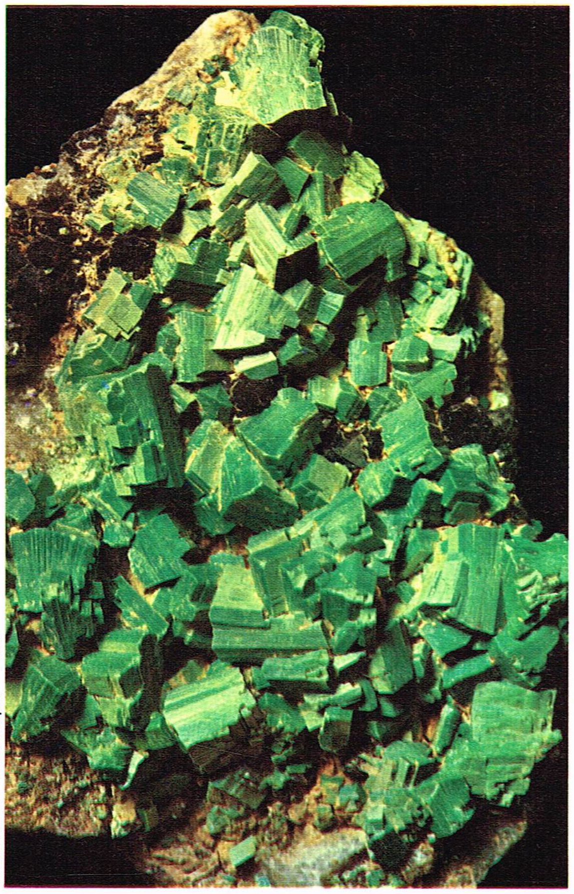
Gisements. C'est un arséniate rare des zones d'oxydation des gisements de cuivre contenant de l'uranium. La localité la plus classique en France est la mine de Cap-Garonne, où la zeunérite est associée à d'autres arséniates de cuivre.

***Uranospinite** Ca[UO_2|AsO_4]$_2$·$10H_2O$ - quadratique*

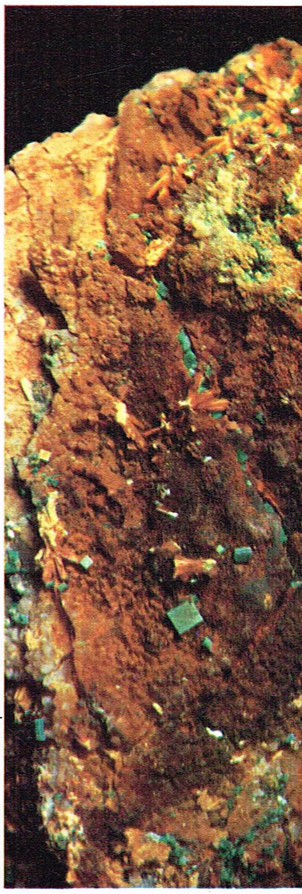
Ses cristaux sont tabulaires ou lamellaires sur (001); comme pour l'autunite, le clivage est parfait et micacé suivant cette direction.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 3,45; indices de réfraction : np = 1,560, ng = 1,585. Couleur jaune

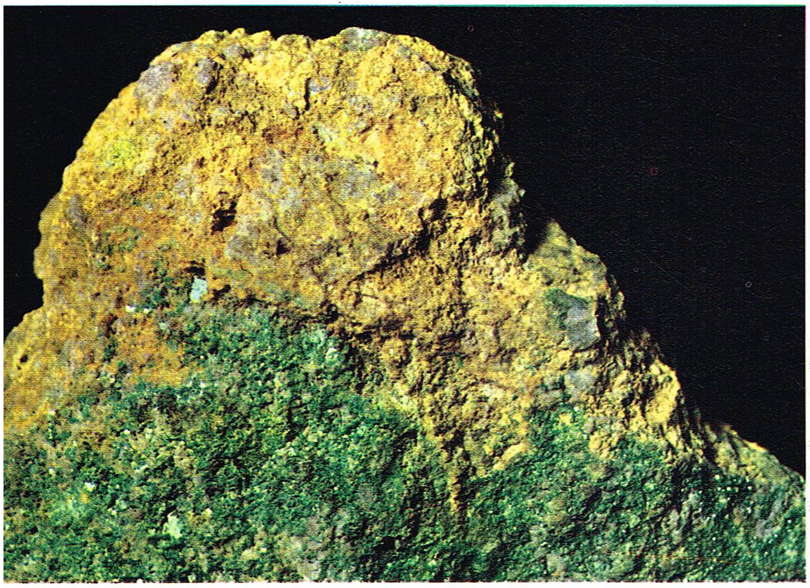
◄▼ ***A gauche,*** **torbernite** ***(chalcolite) cristallisée de Margabal, Aveyron (Paris, École nationale supérieure des mines). Ci-dessous,*** **zeunérite** ***en cristaux quadratiques aplatis (Schneeberg, Saxe) [Paris, École nationale supérieure des mines].***



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato





Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche,* renardite *microcristalline, Haute-Vienne (collection privée). A droite, le plus bel exemplaire connu de* vanuralite *de Mounana, Gabon (Paris, École nationale supérieure des mines).*

▼ *Cristaux de* chervetite *associés à de la* francevillite *(rouge) et à de la* curiénite *(jaune vif) sur le grès de Mounana, Gabon (collection privée).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

vif à jaune pâle ou jaune citron; éclat nacré sur (001); fluorescente en jaune-vert aux rayons ultraviolets.

Gisements. C'est un minéral secondaire rare de la zone d'oxydation du gîte de Schneeberg, associé à la zeunérite, l'uranocircite, etc. On l'a rencontré également à Bou-Azzer (Maroc).

Phosphuranylite $Ca[(UO_2)_4|(OH)_4|(PO_4)_2]\cdot 8H_2O$ ***- orthorhombique***

Fréquents en agrégats minces cristallins, les cristaux sont aplatis suivant (100), minuscules avec les faces (100), (010), (101).

Propriétés. Dureté : 3; densité : 4,10; indices de réfraction : np = 1,68, ng = 1,70. La couleur varie du jaune ambré au jaune d'or. La phosphuranylite n'offre pas de fluorescence (ou légère et orangée), ce qui permet de la distinguer de l'autunite et des autres minéraux fluorescents de ce groupe. Elle forme une série avec la renardite par remplacement du Ca par Pb.

Gisements. C'est un minéral assez fréquent dans les zones d'oxydation des gisements uranifères, où il est associé à l'autunite. En France, les meilleures pièces de musée ont été trouvées aux Bois-Noirs (Loire) et à La Crouzille (Haute-Vienne).

Renardite $Pb[(UO_2)_4(OH)_4(PO_4)_2]\cdot 8H_2O$ ***- orthorhombique***

La renardite se rencontre le plus souvent en agrégats microcristallins. Les cristaux, toujours petits, ont un faciès varié : prisme à six côtés constitué par les faces (100) et (101) et la terminaison d'hexagone allongé (010), ou tablettes avec (010) (100), (001). Clivage parfait suivant {100}.

Propriétés. Dureté : 3 $\frac{1}{2}$; densité : 4,35; indices de réfraction : np = 1,715, ng = 1,735; couleur jaune d'or à jaune verdâtre ou jaune citron. Ce minéral se distingue de la phosphuranylite par la présence de plomb, qui forme des dendrites blanches opaques de nitrate de plomb après séchage d'une goutte d'acide nitrique dilué où l'on a fait dissoudre un grain de renardite (même test pour les autres composés solubles de plomb).

Gisements. C'est un minéral secondaire associé à l'autunite dans les zones d'oxydation des gisements d'uranium contenant du plomb. De beaux placages de petits cristaux ont été rencontrés à la mine de La Faye (Saône-et-Loire).

Vanuralite $Al(OH)(UO_2)_2V_2O_8\cdot 8H_2O$ ***- monoclinique***

Cette espèce doit son nom à sa composition chimique. Elle se présente en filonnets, en imprégnations ou en placages de cristaux, et quelquefois en agrégats ayant la forme de « buissons ramifiés ». Les cristaux aplatis suivant (001) montrent les faces ($\bar{1}01$), (101), (111), ($\bar{1}11$) et (011). C'est un minéral fragile; le clivage {001} est facile.

Propriétés. Dureté : 2; densité : 3,62; indices de réfraction : np = 1,65, ng = 1,90. Couleur jaune d'or.

Gisements. On a rencontré la vanuralite à Mounana (Gabon) dans des grès, associée à la francevillite, la chervetite, la curiénite, etc.

Carnotite $K_2(UO_2)_2(V_2O_8)\cdot 3H_2O$ - monoclinique

La carnotite est rare en cristaux avec les faces (001), (110), (010), (100), (110) et (120) et elle forme surtout des croûtes microcristallines, plus ou moins pulvérulentes. Le clivage sur {001} est parfait.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4; densité : 4,45; indices de réfraction : np = 1,75, ng = 1,95. La couleur varie du jaune citron au verdâtre. L'éclat est nacré pour les variétés cristallisées.

Gisements. La carnotite forme le minerai d'uranium le plus important des gisements sédimentaires du Colorado. On l'a rencontré au Maroc à Assaïkaidji.

Francevillite $Ba(UO_2)_2(V_2O_8)\cdot 5H_2O$ - orthorhombique

La francevillite forme une série avec la curiénite par remplacement du baryum par le plomb; elle se présente très souvent en enduits, en groupements de cristaux indistincts ou mamelons, et en sphérolites à surface rugueuse. Les cristaux ont les faces (100), (010), (111); le clivage {001} est parfait.

Propriétés. Dureté : 3; densité : 4,55; indices de réfraction : np = 1,750, ng = 1,945, augmentant avec la teneur en plomb. Couleur : jaunâtre à orangé, jaune canari à vert jaunâtre.

Gisements. Ce minéral (décrit en 1957) a été découvert dans les grès du Francevillien de Mounana (Gabon), associé à la curiénite, la chervetite, la schubnélite (décrite en 1970), etc. On l'a trouvé aussi en France, à Saint-Pierre (Cantal).

Curiénite $Pb(UO_2)_2(V_2O_8)\cdot 5H_2O$ - orthorhombique

Ce nouveau minéral (décrit en 1968) se présente sous la forme d'une poudre microcristalline recouvrant la francevillite. Les microcristaux sont aplatis sur (001) avec les faces (201), (112), (221) et (111).

Propriétés. Densité : 4,88; indices de réfraction : supérieurs à 2. Translucide; couleur jaune-orangé à jaune pâle et vert-jaune à jaune-vert. On a rencontré ce minéral dans les grès de Mounana (Gabon), associé à la francevillite, la chervetite, etc.

Chervetite $Pb_2(V_2O_7)$ - monoclinique

La chervetite se rencontre en cristaux prismatiques avec les faces (100), (010), (210), (310) de la zone prismatique et les terminaisons (211), (001), (111), (011). Il existe trois types de macle différents : un plan d'accolement sur (101); un plan sur (100), plus rare; un plan d'accolement sur (100) mais dont le paramètre *b* du premier cristal est dirigé suivant le paramètre *c* du deuxième cristal et réciproquement.

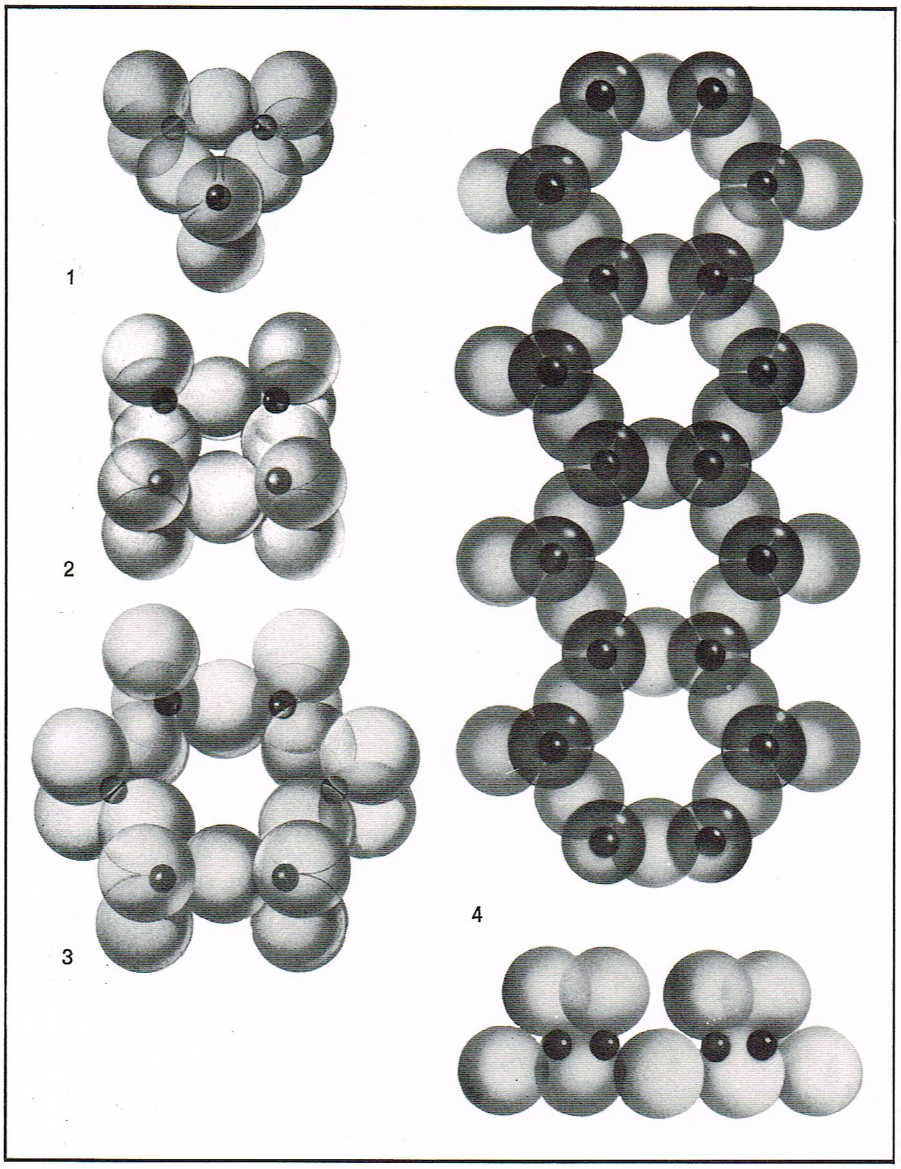
Propriétés. Dureté : 2 ½ à 3; densité : 6,30; indices de réfraction : supérieurs à 2,2. Transparente à translucide; éclat adamantin. Couleur brun pâle à brun foncé, grise à gris clair.

Gisements. La chervetite se rencontre dans les grès à francevillite de la zone d'oxydation du gisement d'uranium de Mounana (Gabon); elle y est associée à la francevillite, la curiérite, la vanuralite, etc.

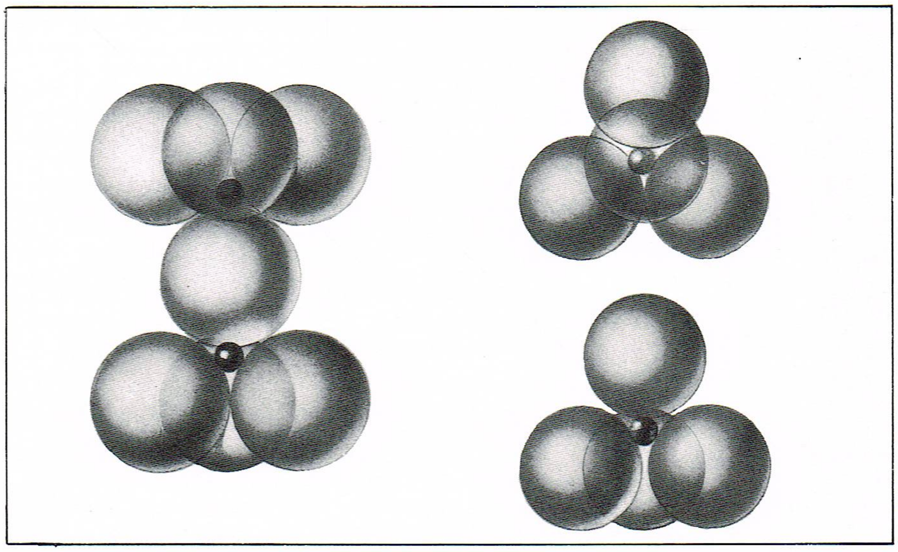
Silicates

Les silicates (800 espèces minérales) sont très importants en raison du volume qu'ils occupent dans la croûte terrestre (75 %). Principaux constituants des roches magmatiques, sédimentaires, des schistes cristallins, des roches formées par métasomatose ou par métamorphisme de contact, les silicates sont des composés ioniques; leur élément chimique principal est l'oxygène, qui, parmi leurs ions habituels, est le plus gros et admet des empilements presque compacts.

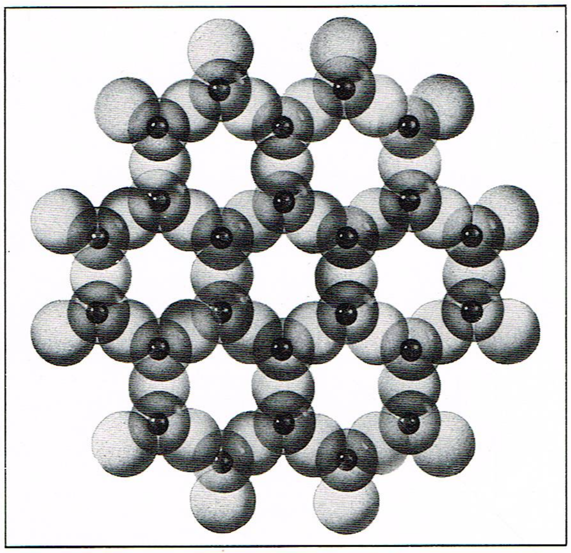
L'ion Si^{4+}, en admettant la coordinence 4, occupe le centre des tétraèdres qui constituent la « charpente » SiO_4, chaque ion silicium étant toujours environné de 4 ions oxygène situés aux sommets d'un tétraèdre. L'union d'un ion Si^{4+} à 4 ions O^{2-} ne compensant que 4



▲ *Représentation schématique des silicates; 1, 2, 3 : anneaux de tétraèdres Si_3O_9—Si_4O_{12}—Si_6O_{18} dans les* cyclosilicates; *4, « chaînes » de tétraèdres Si_4O_{11} dans les* inosilicates.
▼ *A gauche, association du silicium et de l'oxygène en tétraèdre SiO_4 dans les* néosilicates.
A droite, association du silicium et de l'oxygène en 2 tétraèdres à sommet commun Si_2O_7 dans les sorosilicates.



▶ *Représentation structurale de la formation « en feuillet » des tétraèdres de silice et d'oxygène (Si_2O_5) dans les* **phyllosilicates.**


I.G.D.A.

des 8 charges que possèdent les 4 ions oxygène, chacun de ces derniers peut donc encore former liaison avec un cation voisin. Mais l'existence d'un grand nombre de silicates s'explique par le fait que le rayon ionique de l'aluminium se situe à la limite des domaines d'existence de deux coordinences, car l'ion aluminium peut avoir la coordinence 4 ou 6 et avec la coordinence 4 il peut remplacer l'ion silicium; de plus, afin de conserver l'électroneutralité, il faut qu'il y ait, pour chaque ion aluminium introduit dans la charpente de tétraèdres SiO_4 de charge négative (en fait $[Si,Al]O_4$), une substitution correspondante d'un ion positif.

On distingue divers types de silicates suivant l'arrangement des tétraèdres SiO_4.

• **Nésosilicates** (silicates à tétraèdres indépendants). Les tétraèdres SiO_4 n'ont aucun sommet commun et sont liés entre eux par des cations. Les nésosilicates appartiennent le plus souvent à des systèmes cristallins de symétrie élevée. Leur dureté est forte et leurs indices de réfraction sont élevés. Exemple : l'olivine.

• **Sorosilicates.** Le groupe Si_2O_7 est formé par deux tétraèdres ayant un oxygène commun; certains sorosilicates comprennent en plus des tétraèdres isolés. Exemple : l'épidote.

• **Cyclosilicates.** Les groupes ont une forme d'anneaux composés par trois tétraèdres Si_3O_9. Exemple : la bénitoïte BaTi Si_3O_9, quatre tétraèdres Si_4O_{12}, ou six tétraèdres Si_6O_{18}.

• **Inosilicates** (silicates en chaînes). Les tétraèdres forment des chaînes linéaires, infinies, simples ou doubles. Les cristaux sont allongés suivant la direction de la chaîne. Les propriétés optiques sont assez voisines. Les pyroxènes ont une chaîne simple, les amphiboles une chaîne double. Les clivages des pyroxènes forment un angle de 87° et les prismes des cristaux ont une section carrée, alors que les clivages des amphiboles forment un angle de 124° et les prismes de leurs cristaux ont une section losangique (ou pseudo-hexagonale).

• **Phyllosilicates** (silicates en feuillets). Les chaînes de tétraèdres s'associent et forment des réseaux plans (feuillets structuraux). Exemple : le mica. Tous les phyllosilicates ont un bon clivage basal.

• **Tectosilicates** (silicates à charpente tridimensionnelle). Les tétraèdres partagent leurs quatre oxygènes avec les tétraèdres voisins, formant ainsi une charpente continue dans l'espace. Il n'y a jamais plus de la moitié des ions silicium remplacés par des ions aluminium et le rapport Si + Al/O, dans les radicaux anioniques, a toujours la valeur 1/2. Les duretés sont moyennes et les densités assez faibles. Exemple : le feldspath.

★ *Nésosilicates*

■ **Ilots $[ZO_4]$ S** (fonction du degré d'enchaînement des tétraèdres) = 1

• *Groupe des péridots*

Dans ce groupe sont réunies l'**olivine**, la **forstérite**, la **fayalite**, la **téphroïte** et la **monticellite**.

Olivine ou chrysolite, $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$ - orthorhombique

L'olivine appartient au groupe des péridots, dont les deux termes extrêmes de la série sont la **forstérite** $Mg_2[SiO_4]$ et la **fayalite** $Fe_2[SiO_4]$. Les cristaux sont aplatis sur (100) ou (010), avec les faces (100), (110), (010), (001), (120), (021), etc., et moins couramment allongés selon l'axe C. Elle est généralement massive, compacte ou grenue et le plus souvent en grains inclus dans les roches. Son clivage est assez bon sur (010).

Propriétés. Dureté : 6 ½ à 7; densité : 3,27 à 3,37 (augmentant jusqu'à 3,57 pour la variété riche en fer); indices de réfraction, variant avec le pourcentage de fer : np = 1,635 à 1,655, ng = 1,670 à 1,690. Transparente à translucide; éclat vitreux; couleur verte, vert olive, quelquefois brunâtre, rouge grisâtre, vert grisâtre (devenant brun jaunâtre ou rouge par l'oxydation du fer).

Gisements. C'est le constituant essentiel des péridotites; les dunites renfermant surtout la forstérite, et les diabases étant constituées d'olivine riche en fer. L'olivine constitue, avec les pyroxènes, les gabbros, les diabases et les basaltes; elle est l'indicateur d'un métamorphisme très fort lorsqu'elle se rencontre avec la magnétite dans les dolomies. Les plus beaux cristaux utilisables comme gemmes viennent de l'île de Zeberget (Saint-Jean) en mer Rouge et également de Ceylan et de Mogok (Birmanie).

Forstérite, $Mg_2[SiO_4]$ - orthorhombique

La forstérite est beaucoup plus rare que l'olivine et se présente en petits cristaux équidimensionnels; son clivage est parallèle à (001) et (010).

Propriétés. Dureté : 6 à 7; densité : 3,21 à 3,33; indices de réfraction : np = 1,635, ng = 1,670. Transparente à translucide; couleur blanche, verdâtre ou jaune.

Gisements. De beaux cristaux ont été trouvés dans les blocs rejetés par le Vésuve (Monte Somma) et au Monte Albano, près de Rome.

Fayalite, $Fe_2[SiO_4]$ - orthorhombique

Les cristaux de ce minéral rare sont tabulaires et ressemblent à ceux de l'olivine. La fayalite est aussi massive ou lamellaire.

Propriétés. Dureté : 6 ½; densité : 4,1; indices de réfraction : np = 1,835, ng = 1,886. Translucide à opaque; couleur jaune verdâtre lumineux mais devenant brune à noire quand le minéral est exposé à l'air.

Gisements. On a rencontré la fayalite pour la première fois à Fayal (Açores), dans les roches volcaniques, et en France à Collobrières (Var).

Téphroïte, $Mn_2[SiO_4]$ - orthorhombique

La téphroïte se présente rarement en petits cristaux semblables à ceux de l'olivine.

Propriétés. Dureté : 6; densité : 4,1; indices de réfraction : np = 1,77, ng = 1,825. Translucide; couleur rouge chair à gris de cendre.

Gisements. Les meilleures pièces de collection viennent de Franklin (New Jersey) et de Vermland (Suède). On a rencontré ce minéral, en France, à Adervielle (Hautes-Pyrénées).

Monticellite, $CaMg[SiO_4]$ - orthorhombique

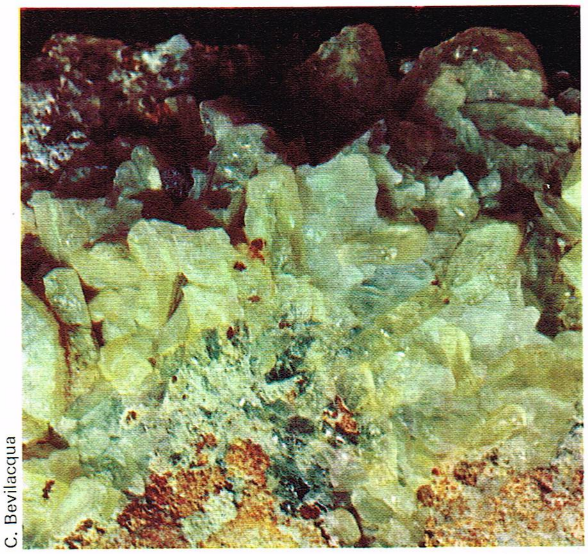
La monticellite se présente le plus souvent en petits cristaux prismatiques ou en masses grenues.

Propriétés. Dureté : 5; densité : 3,2; indices de réfraction : np = 1,65, ng = 1,67. Incolore à gris.

Gisements. De beaux cristaux ont été rencontrés dans les calcaires métamorphiques du Vésuve (Monte Somma) et à Magnet-Cove (Arkansas).

• *Groupe des grenats $R''_3R'''_2[SiO_4]_3$ - cubique*

Le groupe des grenats inclut une série de minéraux **(pyrope, almandin, spessartine, grossulaire, andradite** et **uvarovite)** qui cristallisent dans le système cubique et présentent les mêmes faciès, le dodécaèdre et le trapézoèdre étant les formes les plus communes. Ils possèdent le même type de structure dont les cations contenus sont extrêmement variés (Mg, Mn, Fe, Cr, Ca, Al, V, Zr). Les cristaux sont habituellement dodécaédriques avec les faces {110}, trapézoédriques avec les faces {211} ou bien présentent la combinaison de ces deux formes. Les formes cubiques et octaédriques sont



C. Bevilacqua

◀ **Forstérite** *dans un bloc rejeté par le Vésuve (Londres, British Museum).*

rares. Le grenat peut être massif, grossièrement lamellaire ou en tables épaisses. Quelquefois compact ou cryptocristallin, il est également fréquent en grains irréguliers inclus dans les roches.

Propriétés. Dureté : 6 ½ à 7 ½; densité : 3,19 à 4,3 (variant avec la composition). Cassure conchoïdale à inégale; fragile, quelquefois friable pour les variétés massives, grenues. Transparent à subtransparent; éclat vitreux à résineux vif. Couleur très variable suivant la composition chimique.

Pyrope, $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ - cubique

Le pyrope est une variété de grenat souvent employée comme gemme quand elle est parfaitement transparente.

Propriétés. Dureté : 7 ¼; densité : 3,51 à 3,80; indices de réfraction : 1,705 à 1,745 (variété ferrifère); couleur rouge foncé à presque noire.

Gisements. Le pyrope est associé au diamant et au diopside chromifère dans les kimberlites d'Afrique du Sud. Le gisement de Trébénice (Bohême) est exploité depuis plusieurs siècles pour les pyropes utilisables en bijouterie.

Almandin, $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ - cubique

Cette variété est également utilisée en bijouterie quand elle est transparente. Les cristaux peuvent dépasser 20 cm de diamètre.

Propriétés. Dureté : 7 ½; densité : 3,9 à 4,2; indices de réfraction : 1,81 à 1,76 (variété magnésienne); une série existant avec le pyrope, les propriétés varient avec la teneur en magnésium. En général la couleur est rouge brunâtre translucide à subtranslucide ou noire; quand l'almandin est transparent, il possède une très belle couleur rouge profond.

Gisements. On trouve ce minéral dans les schistes cristallins et les gneiss. De belles pièces de collection viennent de Zillertal (Tyrol, Autriche), Falun (Suède), Fort Wrangel (Alaska). De très grands cristaux ont été trouvés à Ampandramaika (Mongoky, Madagascar). Les variétés gemmes viennent de l'Inde, de Ceylan et du Brésil.

Spessartine, $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$ - cubique

Les cristaux de spessartine peuvent atteindre 10 cm.

Propriétés. Dureté : 7; densité : 4,18; indice de réfraction : 1,80; couleur rouge hyacinthe très foncé avec quelquefois une nuance de violet, ou rouge brunâtre.

Gisements. Ce grenat se rencontre dans les roches acides, granites et pegmatites granitiques, quartzites, etc. Il a été trouvé pour la première fois à Spessart (Bavière); les meilleurs cristaux viennent d'Antsirabé (Madagascar), où il en existe des exemplaires suffisamment transparents pour être taillés comme gemmes.

Grossulaire, $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ - cubique

La grossulaire forme des cristaux dodécaédriques ou des masses (parfois employées à la fabrication de gemmes gravées comme le jade quand elles sont très vertes).

Propriétés. Dureté : 7 ¼; densité : 3,53; indice de réfraction : 1,735. La couleur du grossulaire est très variable : elle peut être incolore à blanche, vert pâle, ambre et jaune miel, jaune brunâtre, rouge-rose ou encore (mais très rarement) vert émeraude (couleur due à la présence de chrome).

Gisements. Ce minéral se rencontre dans les serpentines et les calcaires métamorphiques. De beaux cristaux viennent de la Vilui (Yakutsk, Sibérie), de Xalostoc (Mexique), d'Asbestos (Québec) et du Val d'Ala (Piémont), en association avec le diopside transparent et la vésuvianite.

Andradite, $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$ - cubique

L'andradite est le grenat le plus commun, mais sa belle variété limpide vert vif est rare; elle possède une très forte dispersion qui la fait rechercher comme gemme : le *démantoïde,* taillé à facette, jette des feux comme le diamant.

Propriétés. Dureté : 6 ½; densité : 3,75; indice de réfraction : 1,895. Couleurs variées : jaune verdâtre ou jaune topaze, vert pomme à vert émeraude, rouge brunâtre, jaune brunâtre, vert grisâtre ou vert foncé et très souvent brun, noir grisâtre, noir.

Gisements. C'est un grenat typique des gîtes formés par métamorphisme de contact. Les belles pièces que l'on peut voir dans les collections viennent de Moravicza (Roumanie). La variété jaune (*topazolite*) se rencontre au Val d'Ala (Piémont). Les démantoïdes gemmes proviennent de Nijni-Taghil (Oural) et du Val Malenco (Italie).

Uvarovite, $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$ - cubique

Les cristaux de ce grenat chromifère ne dépassent jamais plus de 3 cm de diamètre.

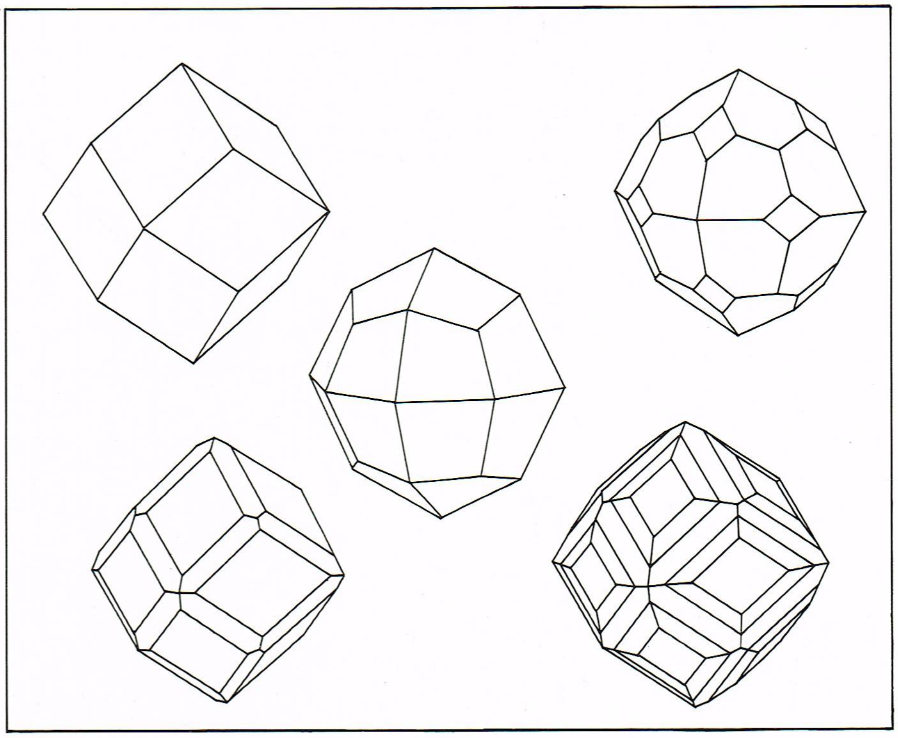
Propriétés. Dureté : 7 ½; densité : 3,41 à 3,52; indice de réfraction : 1,870; couleur vert émeraude.

Gisements. Ce grenat est associé à du diopside chromifère dans des gîtes de fer chromifère, les serpentinites ou les calcaires métamorphiques. Les cristaux transparents viennent de Zlatooust (Oural); les plus gros dodécaèdres ont été trouvés à Otokumpu (Finlande).

Zircon, $Zr[SiO_4]$ - quadratique

Le zircon se présente presque uniquement en cristaux isolés, généralement en prismes courts, parfois en bipyramides ou encore sous la combinaison de ces deux formes, avec les faces (100), (011), (101), (110), (111), (331), etc. Le zircon se rencontre parfois en grains irréguliers.

▼ *Formes de cristallisation des grenats (dodécaèdre icositétraèdre).*



I.G.D.A.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Propriétés. Dureté : 7 ½; densité : 4,68 à 4,70; indices de réfraction : np = 1,923 à 1,960, ng = 1,968 à 2,015; habituellement translucide ou opaque, mais transparent dans quelques cas; éclat adamantin de différentes nuances de brun ou aussi incolore, gris-vert, rouge; la couleur bleue est obtenue par chauffage. Utilisé comme gemme, il est assez fragile, sa cassure est conchoïdale.

Gisements. C'est le plus abondant minerai de zirconium; il est répandu comme minéral accessoire dans les roches éruptives acides, les syénites néphéliniques et les schistes cristallins. Les plus gros cristaux proviennent des basaltes et des calcaires cristallins. Ampangabé (Madagascar) et Mud Tank, Alice Spring (Australie) ont fourni les plus gros exemplaires connus, conservés au Muséum national d'histoire naturelle de Paris.

Thorite, $Th[SiO_4]$ - quadratique

Ce minéral appartient au même groupe structural que le zircon. Ses cristaux, rares, sont prismatiques, bipyramidés ou bien présentent la combinaison des deux formes.

Propriétés. Dureté : 4 ½ à 5; densité : 4,5 à 5 (la variété *orangite*, de couleur orange jaune, a une densité de 5,19 à 5,40); indice de réfraction : 1,80 (l'indice varie de 1,68 à 1,72 pour le minéral altéré). Habituellement noir ou brun quand il est hydraté, ou alors jaune-orangé.

Gisements. C'est un minéral des syénites et de leurs pegmatites; les meilleurs cristaux viennent du Langesundfjord (Norvège); la variété *uranothorite* se rencontre à Ambatofotsy (Madagascar).

★ Nésosubsilicates

■ Ilots $[ZO_4]$ S = 1

Andalousite, $Al_2[O|SiO_4]$ - orthorhombique

Les cristaux d'andalousite sont souvent pseudoquadratiques avec les faces (110), (001), (101), et parfois avec (111) lorsque les cristaux sont modifiés et aplatis. La variété *chiastolite* des schistes argileux montre à l'intérieur de ses cristaux un arrangement d'impuretés carbonées qui forment une croix régulière et colorée sur les sections perpendiculaires à l'axe d'allongement du cristal.

Propriétés. Dureté : 7 ½; densité : 3,15 à 3,20; indices de réfraction : np = 1,634, ng = 1,643. Transparente à opaque avec un éclat vitreux. Les variétés très transparentes sont employées comme gemmes; blanchâtre ou de couleur verte, marron à rouge-brun, rose ou grise. La cassure est irrégulière, le clivage est possible sur (110). Ce minéral montre un fort pléochroïsme (vert et brun-rouge); il est parfois utilisé comme gemme.

Gisements. Ce minéral typique du métamorphisme se rencontre dans les schistes argileux, les micaschistes et les gneiss, et parfois dans les filons de pegmatites. Les beaux cristaux transparents (rares) viennent du Minas Gerais (Brésil), les pièces les plus répandues dans les collections étant les chiastolites de Salle de Rohan (Bretagne), de Nadera (Californie) et de Lisens (Tyrol).

Disthène (ou cyanite lorsqu'il est bleu) $Al_2[O|SiO_4]$ - triclinique

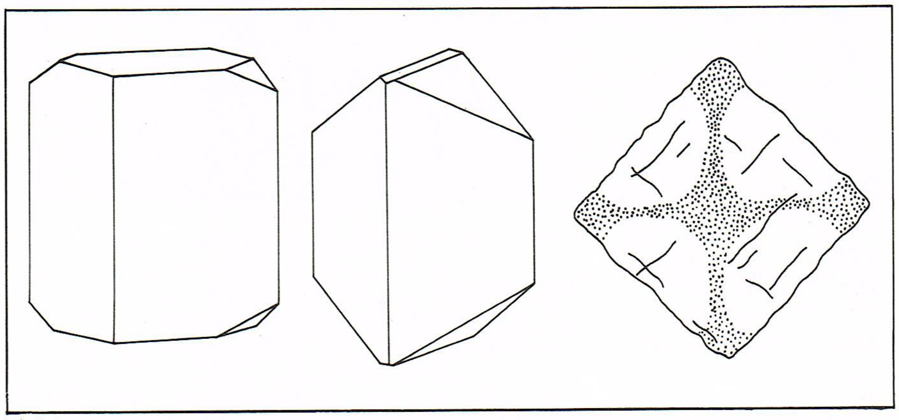
Recherché pour la fabrication des réfractaires, le disthène se présente en masses clivables, plus rarement en cristaux prismatiques allongés suivant [001] avec les faces (100), (110) et (010). La macle la plus répandue a {100} comme plan de jonction; un clivage parfait existe sur (100), un autre moins bon sur (010); il existe aussi un plan de séparation parallèle à (001). Le disthène est fragile et flexible.

Propriétés. La dureté varie suivant les faces et leur direction; elle est de 4 à 5 sur (100) parallèlement à l'allongement du cristal et de 6 à 7 perpendiculairement à cet allongement; densité : 3,56 à 3,67; indices de réfraction : np = 1,717, ng = 1,729. Translucide à transparent; éclat vitreux (nacré sur le clivage). La couleur est variable : vert vif, gris, noirâtre, bleu ciel (cyanite) à bleu vif, blanchâtre. Les belles qualités transparentes bien colorées se taillent comme gemmes.

Gisements. Ce minéral typique du métamorphisme se rencontre dans les gneiss et les micaschistes. De jolis cristaux bleus associés à la staurolite viennent de Pizzo Forno (Saint-Gothard, Suisse). Les gros cristaux verts à bleus de Sultan Hamud (Kenya) sont répandus

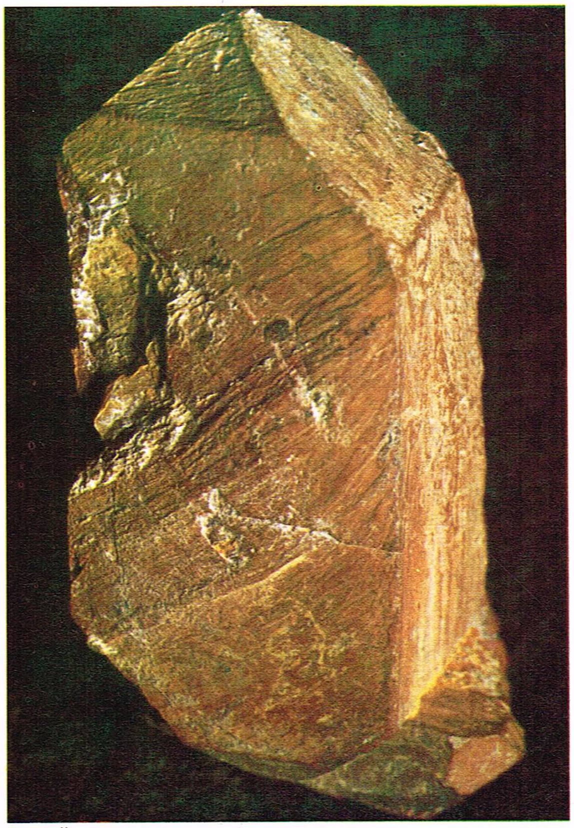


C. Bevilacqua



I.G.D.A.

▲ *En haut,* **chiastolite,** *variété d'andalousite provenant de Bimbowrie, Australie (Londres, British Museum). En bas, formes de cristallisation de l'andalousite et schéma d'une section transversale d'un cristal montrant les inclusions charbonneuses en forme de croix noire.*



C. Bevilacqua

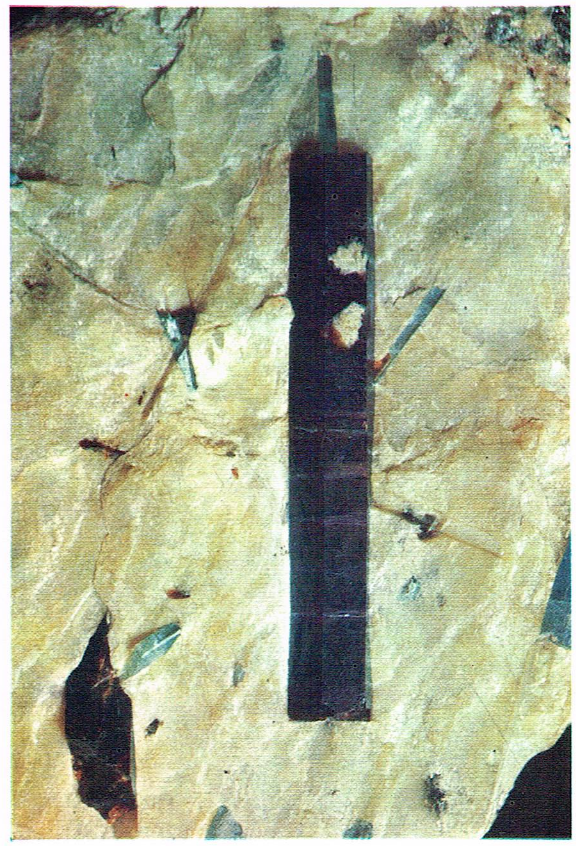
◀ *Rare cristal de* **thorite** *d'Arendal, Norvège (Londres, British Museum).*

◀ *Page ci-contre, combinaison de rhombododécaèdre et icositétraèdre dans un cristal de* **grossulaire** *(Milan, musée d'Histoire naturelle).*

▶ *A gauche, cristaux allongés de* **disthène** *bleu (cyanite) et de* **staurolite** *brune sur schiste à paragonite provenant du Pizzo Forno (Suisse) [Milan, musée d'Histoire naturelle]. A droite, cristal de* **staurolite** *sur paragonite (Pizzo Forno, Suisse) [Milan, musée d'Histoire naturelle].*



C. Bevilacqua



C. Bevilacqua

dans les collections; depuis peu, de grandes masses clivables très bleues viennent du Rio Doce (Minas Gerais, Brésil).

Staurolite, $AlFe_2O_3(OH) \cdot 4Al_2[O|SiO_4]$ - monoclinique

La staurolite, ou staurotide, est bien connue par ses deux types de macle : l'une, dite « croisette », montre deux cristaux interpénétrés à 90°, la seconde, appelée « croix de Saint-André » par les collectionneurs, montre deux cristaux (plus rarement trois) interpénétrés suivant {232} avec un angle proche de 60°. Les cristaux isolés ont les formes simples (110), (001) et (010) avec un allongement suivant [001]. La cassure est irrégulière.

Propriétés. Dureté : 7 à 7 $\frac{1}{2}$; densité : 3,65 à 3,80; indices de réfraction : np = 1,736, ng = 1,746. Rarement transparente (alors taillée comme gemme), translucide à opaque avec des couleurs brun-rouge à brun noirâtre. L'éclat est vitreux et résineux sur la cassure.

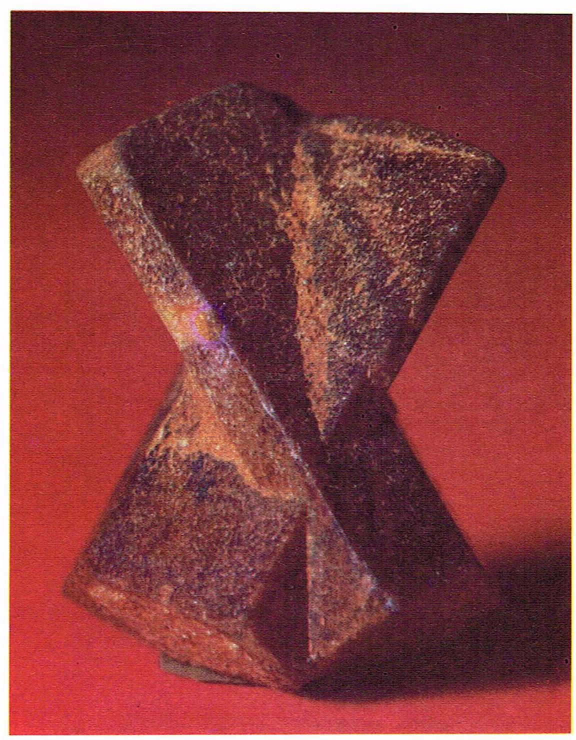
Gisements. Ce minéral typique des schistes cristallins dus au métamorphisme régional est associé au disthène, à l'andalousite, aux grenats, à la cordiérite, etc. La staurolite se rencontre en abondance à Coray (Bretagne), en Caroline du Nord (États-Unis) et associée au disthène (variété *cyanite*) au Pizzo Forno (Saint-Gothard, Suisse).

Topaze, $Al_2[SiO_4](F_2, OH_2)$ - orthorhombique

La topaze est très recherchée comme gemme; ses cristaux, souvent bien formés, peuvent atteindre 1 m dans leur plus grande dimension. Leur faciès est varié : prismes allongés biterminés, montrant l'antihémiédrie sur les terminaisons, prismes courts à base souvent clivée (001) avec les faces prismatiques (110), (120), (010) et les troncatures (111), (112), (011), (021), etc., sur la face terminale (001). La topaze est aussi massive (masses laminaires), aciculaire ou grenue. Le clivage (001) est parfait; la cassure est conchoïdale. C'est un minéral pyro-électrique. Il est surtout taillé comme gemme.

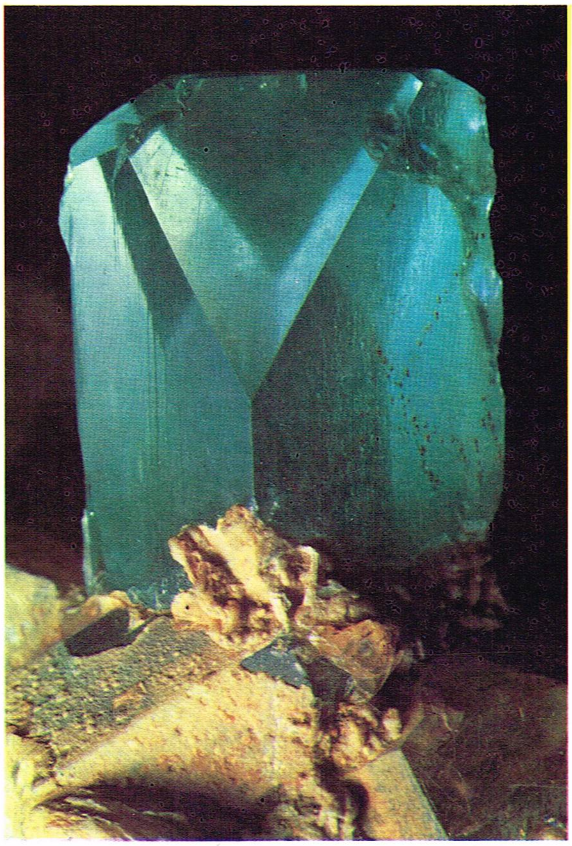
Propriétés. La dureté de la topaze définit le degré 8 de l'échelle de Mohs; densité : 3,5 à 3,6; indices de réfraction : np = 1,629, ng = 1,637. Parfaitement transparente à translucide, éclat vitreux à gras; incolore ou jaune pâle à orangée, bleue, verte, rose à saumon pâle ou encore brunâtre. Certaines variétés jaune-orangé deviennent rose violacé par chauffage (topaze brûlée).

Gisements. On rencontre les topazes dans les roches éruptives acides, surtout dans les pegmatites, associées à la tourmaline, au quartz, à la muscovite et à l'albite. Par pneumatolyse, elles se sont formées aussi dans des schistes ou des gneiss encaissants et elles accompagnent la cassitérite dans les greisens. Les plus gros cristaux connus viennent du Minas Gerais (Brésil), les variétés jaune-orangé les plus colorées étant activement exploitées comme gemmes près d'Ouro Prêto. De l'Oural provenaient autrefois de splendides cristaux bleus très appréciés des collectionneurs. Quelques gîtes sibériens produisent encore de gros cristaux, souvent très givreux.



C. Bevilacqua

▶ *Deux cristaux de* **staurolite** *maclés (Antsirabé, Madagascar) [Milan, musée d'Histoire naturelle].*



C. Bevilacqua

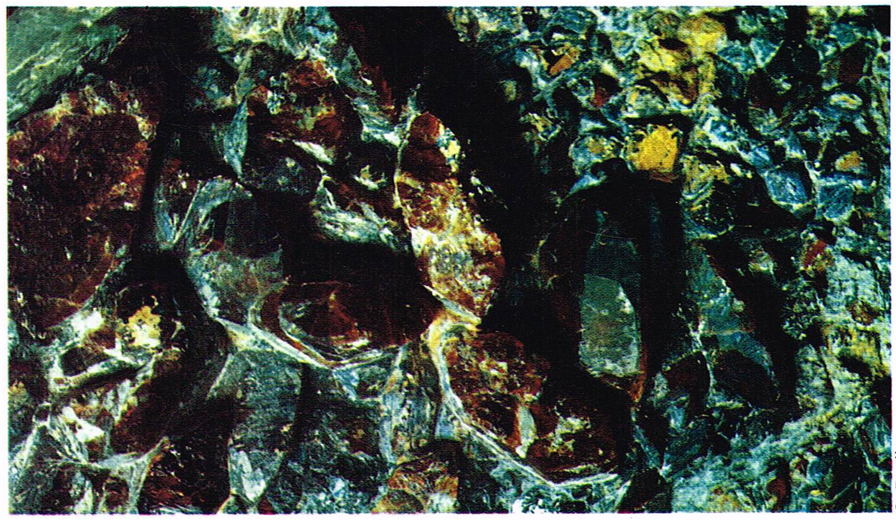
Gisements. On rencontre ce minéral au Vésuve, à Pargas (Finlande) dans des calcaires cristallins, et dans la mine de magnétite de Tilly Foster Mine (New York, U.S.A.) associé à des grenats rouges et à de beaux cristaux de magnétite.

Humite, $Mg_7[SiO_4]_3(OH, F)_2$ - orthorhombique

L'humite se présente en petites masses cristallines ou en cristaux isolés avec les faces (011), (001), (013), (015) et (103), (210), (216), etc. Les cristaux du Vésuve sont très riches en formes.

Propriétés. Dureté : 6 à $6\frac{1}{2}$; densité : 3,1 à 3,2; indices de réfraction : np = 1,56 à 1,62, ng = 1,58 à 1,65.

◀ ***Cristal de** topaze **bleue d'Alabashka, Sibérie (Londres, British Museum).***



C. Bevilacqua

▲ **Chondrodite** ***cristallisée de Tilly Foster, New York (Londres, British Museum).***

Saphirine, $Mg_2Al_4[O_6|SiO_4]$ - monoclinique

Les cristaux de saphirine sont tabulaires sur {010} avec les faces (110), (100), (011), (012), (102), et sont généralement indistincts. Habituellement, la saphirine est en grains disséminés ou en petites masses granuleuses. Elle ne présente pas de clivage; la cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : $7\frac{1}{2}$; densité : 3,42 à 3,48; indices de réfraction : np = 1,704, ng = 1,710. Couleur bleu pâle à bleu foncé ou verte.

Gisements. Ce minéral rare se rencontre en très beaux cristaux à Blinkwatter (Transvaal) et à Anjamiary, Androy (Madagascar).

● **Groupe des humites**

Les minéraux de ce groupe de fluosilicates de magnésium **(norbergite, chondrodite, humite** et **clinohumite)** ont des propriétés physiques assez proches; ils syncristallisent en lamelles parallèles et ont une couleur jaune miel à brune ou rouge-brun. Leur mode de gisement est identique. Les cristaux sont complexes, de formes variées et souvent maclés. Habituellement, ces minéraux sont en grains isolés ou massifs.

Norbergite, $Mg_3[SiO_4](OH, F)_2$ - orthorhombique

La norbergite se rencontre le plus souvent en grains arrondis fragiles à cassure inégale.

Propriétés. Dureté : 6 à $6\frac{1}{2}$; densité : 3,1 à 3,2; indices de réfraction : np = 1,563, ng = 1,590; couleur orangé-brun clair avec un éclat résineux.

Gisements. Les localités classiques sont Norberg (Vastmanland, Suède) et Franklin (New Jersey, États-Unis).

Chondrodite, $Mg_5[SiO_4]_2(OH, F)_2$ - monoclinique

Les cristaux de la chondrodite peuvent dépasser 5 cm; ils sont très riches de faces et particulièrement bien formés, à faces lisses avec (010), (001), (101), (111), (121), (012), ($\bar{1}$03), (125), (123), (12$\bar{1}$), etc.

Propriétés. Dureté : 6 à $6\frac{1}{2}$; densité : 3,1 à 3,2; indices de réfraction : np = 1,59 à 1,60, ng = 1,62 à 1,64. Translucide, couleur rouge-brun à brun-rouge; éclat résineux. Fragile. Transparente à translucide. Couleur jaune miel à jaune-brun; éclat résineux. Fragile.

Gisements. Ce minéral se rencontre dans les calcaires cristallins ou dans les blocs rejetés par le Vésuve ainsi qu'à Tilly Foster (New York); il est associé au méroxène, à la vésuvianite, etc.

Clinohumite, $Mg_7[SiO_4]_4(OH, F)_2$ - monoclinique

La clinohumite se présente en cristaux indistincts centimétriques ou en masses grenues à cassure inégale. Certains petits cristaux sont surchargés de facettes (001), (101), (103), (123), (1$\bar{1}$2), (0$\bar{1}$4), (0$\bar{1}$6), (0$\bar{1}$5), etc.

Propriétés. Dureté : 6 à $6\frac{1}{2}$; densité : 3,1 à 3,2; indices de réfraction : np = 1,62 à 1,66, ng = 1,65 à 1,69. Translucide à opaque; de couleur brun noisette à ocre jaune; éclat résineux.

Gisements. On trouve la clinohumite associée à la vésuvianite, au méroxène, à la sodalite dans les blocs éjectés par le Vésuve et dans des calcaires cristallins. Les localités classiques de ce minéral sont le Monte Somma (Vésuve), Brewster et Warwick (États-Unis).

Chapmanite, $SbFe_2[SiO_4]_2(OH)$ - orthorhombique

Massive ou microcristalline, la chapmanite présente une cassure conchoïdale lorsqu'elle est intimement associée à de l'opale.

Propriétés. Dureté : 3 à 5 suivant la proportion d'opale intimement associée; densité : 3,58 à 3,75; indices de réfraction : np = 1,85, ng = 1,96. Translucide à opaque; la couleur est vert clair.

Gisements. En France, ce minéral rare s'est rencontré à La Bessade (Haute-Loire).

Braunite, $Mn_7[O_8|SiO_4]$ - quadratique

Les cristaux sont peu fréquents, souvent en doubles pyramides à base carrée, pseudo-octaédriques avec les faces (101) et (011). Ils ne dépassent que très rarement 3 cm. Un clivage existe sur {112}.

Propriétés. Dureté : 6 à $6\frac{1}{2}$; densité : 4,75 à 4,82. Opaque, avec éclat métallique noir d'acier. Cassure irrégulière. Elle est faiblement magnétique.

Gisements. C'est un minéral des gîtes de manganèse (gîtes pyrométasomatiques et gîtes de métamorphisme de contact), associé à l'épidote, la polianite. Les meilleures pièces de collection viennent de Kacharvaki (Inde) et de Langban (Suède).

Titanite ou sphène, $CaTi[O|SiO_4]$ - monoclinique

Le faciès des cristaux de titanite est varié : cristaux trapus avec les faces (001), (110) et (111); cristaux tabulaires suivant {102}, {001}, allongés suivant [112] ou montrant les faces (100), (001), (102), (111), (021), etc. La macle en « gouttière » parallèlement à [100] est fréquente. Le clivage sur (110) est difficile.

Propriétés. Dureté : 5 à 5 ½; densité : 3,4 à 3,56; indices de réfraction : np = 1,900, ng = 2,034 avec une forte dispersion qui fait rechercher les qualités transparentes pour être taillées à facettes. La couleur va du vert au jaune et au brun, du gris-brun au noir, également faiblement teinté presque incolore ou rosé. L'éclat est adamantin. Les pierres taillées ont des « feux » scintillants semblables à ceux des diamants verts.

Gisements. C'est un minéral accessoire des roches magmatiques, rencontré dans les granites, les syénites, les trachytes, les andésites, les pegmatites ainsi que dans les fentes alpines, dans les roches métamorphiques (gneiss, micaschistes). Les plus gros cristaux connus viennent des gîtes métasomatiques de Greenville (Canada); on trouve des cristaux gemmes de plus de 10 cm à Madagascar. De beaux groupes cristallisés très recherchés pour les collections viennent aussi de Suisse et du Brésil.

Thaumasite, $Ca_3H_2[CO_3|SO_4|SiO_4]$ - hexagonal

La thaumasite est le plus souvent massive, compacte ou fibreuse, parfois cristalline.

Propriétés. Dureté : 3 ½ (elle durcit par exposition à l'air); densité : 1,877; indices de réfraction : np = 1,468, ng = 1,507. Couleur blanche.

Gisements. Les pièces que l'on peut voir dans les musées viennent de Paterson (New Jersey).

Cérite, $(Ca, Mg)_2(Tr)_8[SiO_4]_7 \cdot 3H_2O$ - hexagonal

Le terme Tr représente les terres rares cériques. Les cristaux sont rares, la cérite étant habituellement massive ou grenue.

Propriétés. Dureté : 5 ½; densité : 4,86; indice de réfraction : 1,82. Couleur entre brun et rouge cerise à gris.

Gisements. Ce minéral rare a été rencontré à Bastnaëst (Suède).

Chloritoïde, $Fe_2^{2+}Al_4(OH)_4[O_2(SiO_4)_2]$ - triclinique

La chloritoïde se présente rarement en cristaux tabulaires distincts et de pourtour hexagonal (souvent maclés); ces cristaux sont parfois groupés en rosettes. Habituellement, la chloritoïde est massive, grossièrement grenue, les feuillets étant incurvés et fragiles; on la trouve aussi en fines écailles disséminées dans les roches.

Propriétés. Dureté : 6 ½; densité : 3,52 à 3,57; indices de réfraction : np = 1,714 à 1,731, ng = 1,728 à 1,740. Éclat un peu perlé sur les faces de clivage; couleur : gris foncé, gris ou noir verdâtre, noir, grisâtre (vert gazon quand la chloritoïde est en fines écailles).

Gisements. Ce minéral des roches sédimentaires et des schistes cristallins faiblement métamorphiques est aussi formé dans le métamorphisme de contact. On peut citer parmi ses localités : Sverdlovsk (Oural) et Éphèse (Turquie).

Ottrélite, $Mn_2Al_4(OH)_4[O_2|(SiO_4)_2]$ - monoclinique

L'ottrélite est très voisine de la chloritoïde. Ses propriétés sont les mêmes. On la rencontre en abondance à Ottré (Belgique) et à Séviscourt (Ardennes), dans les schistes argileux.

Datolite, $CaB^{[4]}(OH)[SiO_4]$ - monoclinique

Les cristaux, de formes variées, sont souvent équidimensionnels ou prismatiques courts avec les faces (110) et (011) dominantes, et sont quelquefois tabulaires sur (201). Les cristaux sont souvent modifiés (111), (011), (012), etc. La datolite est aussi botryoïdale et globulaire avec une structure grossièrement fibreuse, et quelquefois massive, grenue à compacte et cryptocristalline.

Propriétés. Dureté : 5 à 5 ½; densité : 2,9 à 3,0; indices de réfraction : np = 1,626, ng = 1,670. Transparente à translucide. Éclat vitreux, rarement subrésineux sur les surfaces de cassure. Couleur blanche, quelquefois grisâtre, vert pâle, jaune-rouge ou améthyste, rarement vert olive ou jaune miel. Elle est fragile; sa cassure est conchoïdale à inégale.

Gisements. Ce borosilicate de formation secondaire, associé à la calcite, la préhnite et à des zéolites dans les cavités des roches éruptives basiques, se rencontre parfois dans les gneiss, les diorites et la serpentine, plus rarement dans les gisements de magnétite. Les meilleures pièces de collection viennent de Wesfield, dans le Massachusetts, de Quincy Mine, près du lac Supérieur (États-Unis), et de Salzbourg (Autriche).

Gadolinite, $Y_2FeBe_2[O|SiO_4]_2$ - monoclinique

Les cristaux, rares, mais pesant parfois plusieurs kilos, sont souvent prismatiques, rugueux et grossiers. Habituellement, la gadolinite est massive; elle contient parfois du thorium et des terres rares (cérium, lanthane, didyme, etc.)

Propriétés. Dureté : 6 ½; densité : 4 à 4,5; indices de réfraction : 1,77 à 1,82. Éclat vitreux à gras noir, noir verdâtre et brun. Elle est fragile; sa cassure est conchoïdale.

Gisements. La gadolinite est un minéral des pegmatites liées aux granites. Les cristaux qu'on peut voir dans les

▼ *A gauche, cristaux de* datolite *provenant de Great Noch, New Jersey (Londres, British Museum). A droite,* sphène *(titanite) du Rio Torbo (Val d'Aurine, Italie) [Milan, musée d'Histoire naturelle].*



C. Bevilacqua



C. Bevilacqua

collections viennent de Saltersdalen et d'autres localités norvégiennes.

Mélanocérite, $Na_4Ca_{16}(Y, La)_3(Zr, Ce)_6F_{12}(BO_3)_3[SiO_4]_{12}$ - hexagonal

La mélanocérite est le plus souvent massive et compacte. Ses cristaux sont tabulaires et de forme rhomboédrique.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 4,13; indice de réfraction : 1,73. Couleur brune à noire.

Gisements. Minéral des gîtes syénitiques du Langesundfjord (Norvège) et de la mine de Cardiff, Wilberforce (Ontario, Canada).

Dumortiérite, $(Al, Fe)_7(BO_3)[O_3|SiO_4]_3$ - orthorhombique

Les cristaux, rares, sont prismatiques. Habituellement, la dumortiérite se présente en agrégats fibreux plus ou moins grossiers. Un clivage est distinct sur (100); la macle sur {110} est fréquente.

Propriétés. Dureté : 7; densité : 3,26 à 3,36; indices de réfraction : np = 1,678, ng = 1,689. Transparente à translucide. Éclat vitreux; couleur bleu lavande à bleu verdâtre ou rougeâtre, bleu vif à vert-bleu.

Gisements. On rencontre la dumortiérite dans les pegmatites, les granulites et les gneiss. De très beaux cristaux ont été trouvés à Ambatalahinanahary (Madagascar). Une variété violet-rouge, fibreuse, vient de Dehesa, près de San Diego (Californie).

Kornérupine, $Mg_4Al_6[(O,OH)_2|(SiO_4)_4]BO_4$ - orthorhombique

La kornérupine se présente en agrégats de fibres plus ou moins grossières ressemblant à de la sillimanite ou en cristaux prismatiques (110), (010). Le clivage (110) est assez difficile mais donne des surfaces très planes.

Propriétés. Dureté : 6 $\frac{1}{2}$; densité : 3,273 (la variété prismatique possède une densité de 3,341); indices de réfraction : np = 1,665, ng = 1,677. Incolore à blanc ou brun, ou encore vert de mer parfois limpide, cette dernière variété étant utilisée comme gemme. Éclat vitreux un peu gras.

Gisements. C'est un minéral des schistes cristallins. Les meilleurs cristaux viennent d'Itrongahy et de Begogo (Madagascar).

Grandidiérite, $(Mg, Fe)Al_3(BO_4)[O|SiO_4]$ - orthorhombique

La grandidiérite se présente en cristaux tabulaires allongés, fortement striés verticalement, dont la section basale (100), (010) est souvent convexe.

Propriétés. Dureté : 7 $\frac{1}{2}$; densité : 3; indices de réfraction : np = 1,602, ng = 1,638. Transparente à translucide. Éclat vitreux. Couleur vert bleuâtre. Se clive sur (100) et (010).

Gisements. La grandidiérite est associée au quartz, à l'orthose, à la microcline, à l'almandin, à l'andalousite et à la biotite dans la pegmatite d'Andrahomanana (Madagascar).

● ***Silicates d'uranium***

Les silicates d'uranium groupent : la **cuprosklodowskite**, l'α **et le** β **uranophane**, la **kasolite**, la **soddyite** et la **boltwoodite**.

Cuprosklodowskite, $CuH_2[UO_2|SiO_4]_2 \cdot 5H_2O$ - monoclinique

Ce minéral se présente en agrégats capillaires, cristaux aciculaires allongés selon [001] avec les faces (100), (010), (110), ou en masses mamelonnées à structure fibreuse. Clivage sur (100) et (010).

Propriétés. Dureté : 4; densité : 3,5; indices de réfraction : np = 1,653, ng = 1,665. Translucide. Couleur vert d'émeraude à vert pâle.

Gisements. C'est un silicate d'uranium associé à d'autres minéraux de formation secondaire dans les zones d'altération des gisements de pechblende. Les meilleures pièces de collection viennent de Kolwesi (Katanga).

α uranophane, ou uranotile α, $CaH_2[UO_2|SiO_4]_2 \cdot 5H_2O$ - monoclinique

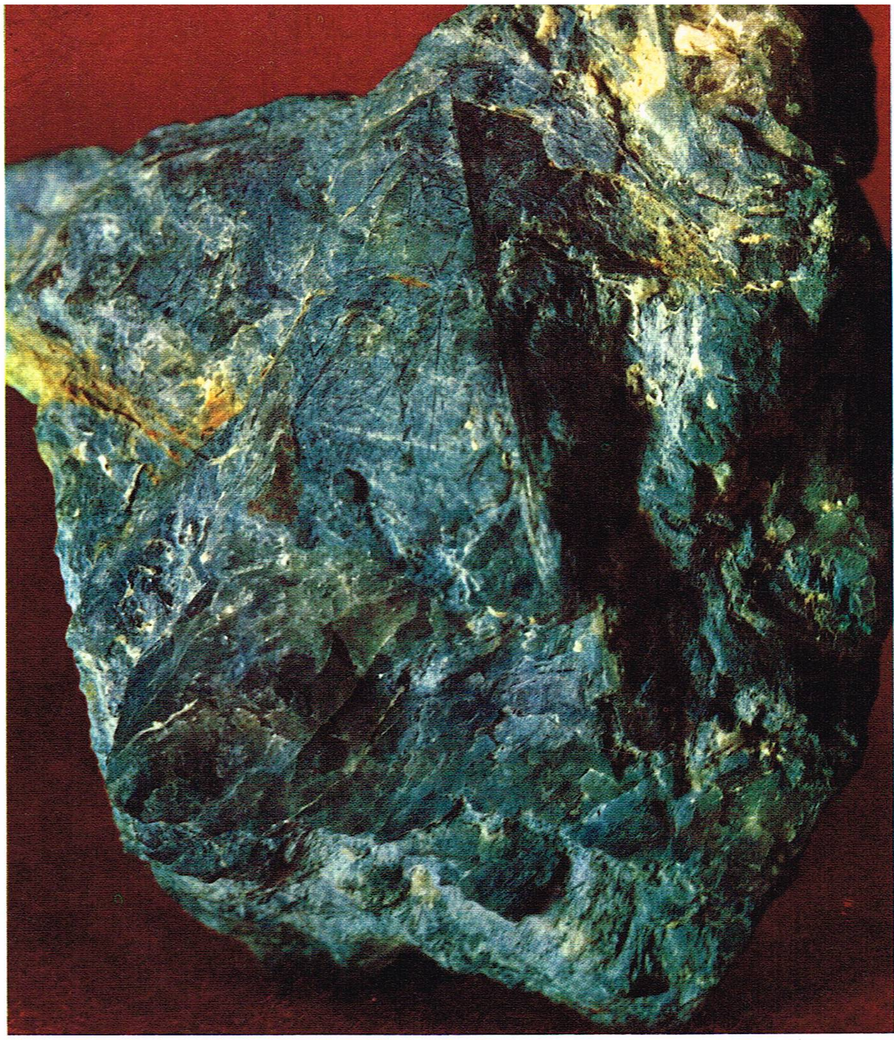
Les cristaux sont prismatiques allongés selon [001] et disposés en agrégats radiés. L'uranophane est aussi massif, fibreux et se trouve fréquemment à l'état de mélange dans les « gummites » massives jaune-orangé qui accompagnent souvent la pechblende dans les zones superficielles des gisements.

Propriétés. Dureté : 2 à 3; densité : 3,81 à 3,90; indices de réfraction : np = 1,643, ng = 1,669. Couleur jaune. Se clive parfaitement sur (100). Facilement soluble dans les acides.

Gisements. Ce silicate d'uranium est le résultat de l'altération de la pechblende, il est associé à la renardite et à la kasolite. Il se rencontre fréquemment dans les gisements français d'uranium. Les meilleures pièces de musée viennent de Shinkolobwe (Katanga).

β uranophane, ou uranotile β, $CaH_2[UO_2|SiO_4]_2 \cdot 5H_2O$ - monoclinique

Plus rare que l'α uranophane, ce minéral se présente en petits cristaux prismatiques, dépassant rarement 5 mm de long, avec les faces (100), (001), (103).



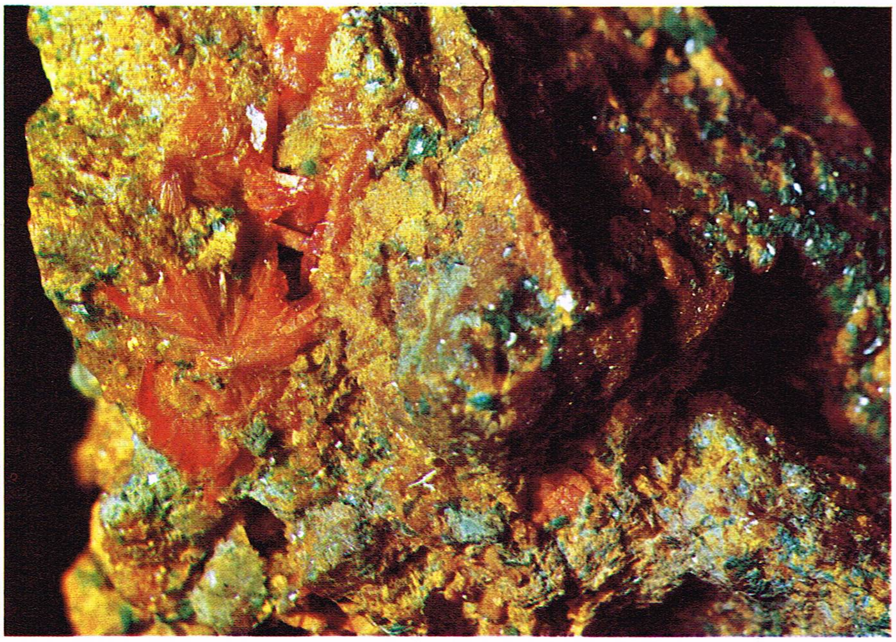
C. Bevilacqua

▲ **Dumortiérite** ***vert-bleu, massive, de Madagascar.***



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ **Cuprosklodowskite** ***en touffes de cristaux aciculaires, provenant de Musonoï, Zaïre (Paris, École nationale supérieure des mines).***



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



C. Bevilacqua

▲ A gauche, kasolite (rouge) associée à d'autres uranifères provenant du Katanga, Zaïre. Au centre, cristal de **thortvéitite** ***engagé dans le quartz (Eftevann, Norvège) [Londres, British Museum].***

Propriétés. Dureté : 4; densité : 3,98 à 4; indices de réfraction : np = 1,668, ng = 1,695. Transparent à translucide. Couleur jaune d'or à jaune brunâtre. Fragile; clivage net. Facilement soluble dans les acides.

Gisements. Ce minéral est un silicate de formation secondaire des zones d'oxydation de la pechblende. Les meilleurs cristaux connus viennent de Margnac II près de Compreignac (Haute-Vienne).

Kasolite, $Pb_2[UO_2|SiO_4]_2 \cdot 2H_2O$ - monoclinique

Les cristaux, minuscules, sont prismatiques avec les faces (001), (100), (010), (111), et allongés suivant [010]. Mais le plus souvent la kasolite se présente en agrégats fibro-radiés, en rosettes ou en masses microcristallines.

Propriétés. Dureté : 4 à 5; densité : 5,85 à 5,96; indices de réfraction : np = 1,89, ng = 1,95. Éclat résineux à gras. Couleur jaune à brune. Fragile, clivage net sur (001). Facilement soluble dans les acides.

Gisements. La kasolite est un silicate de formation secondaire des zones d'oxydation des gisements de pechblende. Les meilleures pièces de musée viennent de Shinkolobwe et Swambo (Katanga) et de la mine de La Faye à Grury (Saône-et-Loire).

Soddyite, $(UO_2)_{15}[Si_2O_9]_3 \cdot 18H_2O$ - orthorhombique

On trouve la soddyite en minuscules cristaux prismatiques, les faces du prisme étant striées verticalement, ainsi qu'en minuscules cristaux pyramidaux striés horizontalement; les faces (001), (110), (111), (113), (114) ont été signalées. Le plus souvent, elle est en agrégats fibro-radiés ou massive. Les clivages {001} et {111} sont bons. Comme les autres silicates d'uranium, la soddyite n'est pas fluorescente aux rayons ultraviolets.

Propriétés. Dureté : 3 à 4; densité : 4,631 à 4,70; indices de réfraction : np = 1,65, ng = 1,71. Translucide à opaque. Couleur jaune pâle à jaune ambré. Éclat vitreux à résineux.

Gisements. Ce minéral est un silicate de formation secondaire des zones d'oxydation des gisements d'uranium. Swambo (Katanga) a fourni les meilleures pièces exposées dans les musées.

Boltwoodite, $K_2(UO_2)_2(SiO_3)_2(OH)_2 \cdot 5H_2O$ - orthorhombique

Ce nouveau silicate d'uranium se présente en agrégats fibro-radiés de cristaux aciculaires jaune pâle à jaune canari.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4; densité : 3,6; indices de réfraction : np = 1,67, ng = 1,70.

Gisements. Les meilleures pièces de collection viennent de Rossing (Namibie).

★ *Sorosilicates*

■ Doubles îlots $[Z_2O_7]$ S = 1,25

Thortvéitite, $Sc_2[Si_2O_7]$ - monoclinique

Ce minéral rare se présente en cristaux prismatiques allongés selon [001] et souvent maclés sur {110}. Il contient en plus du scandium, du hafnium et du zirconium en quantités non négligeables. C'est le meilleur minerai de scandium, métal très recherché pour l'industrie nucléaire.

Propriétés. Dureté : 6 à 7; densité : 3,57; indices de réfraction : np = 1,756, ng = 1,809. Couleur : vert grisâtre à noire.

Gisements. Les cristaux de thortvéitite viennent des pegmatites de Béfanamo (Madagascar) et d'Iveland (Norvège).

Thalénite, $Y_2[Si_2O_7]$ - monoclinique

La thalénite se présente en cristaux monocliniques prismatiques à tabulaires.

Propriétés. Dureté : 6 ½; densité : 4,2; indices de réfraction : np = 1,731, ng = 1,744. Couleur rouge chair à brune.

Gisements. La thalénite a été trouvée dans les pegmatites alcalines d'Osterby (Suède) et de Hundholmen (Norvège).

Barylite, $BaBe_2[Si_2O_7]$ - orthorhombique

Les cristaux de barylite sont orthorhombiques et très plats.

Propriétés. Dureté : 6 à 7; densité : 4,0; indices de réfraction : np = 1,69, ng = 1,705. Incolore. Elle se clive sur (001) et (100). Ce minéral s'est rencontré au Langbanshyttan (Suède) et à Franklin (New Jersey), gisement connu par ailleurs pour les beaux minéraux qu'il a fournis en abondance : la franklinite, la zincite, la willémite, etc.

Barysilite, $Pb_8Mn[Si_2O_7]_3$ - rhomboédrique

Ce minéral se présente en masses ayant une structure lamellaire courbe.

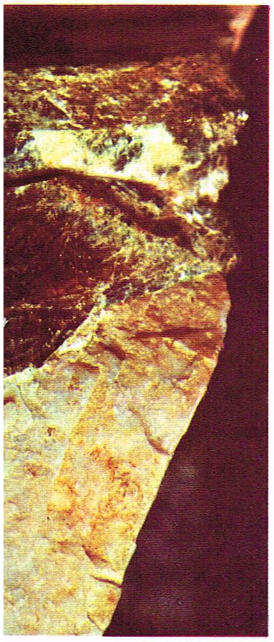
Propriétés. Dureté : 3; densité : 6,10 à 6,70; indices de réfraction : np = 2,015, ng = 2,033. Couleur blanche se ternissant quand il est exposé à l'air. Se clive sur (0001).

Gisements. La barysilite est un minéral rare dont les gisements sont les mêmes que ceux de la barylite.

Lawsonite, $CaAl_2(OH)_2[Si_2O_7] \cdot H_2O$ - orthorhombique

Habituellement, les cristaux sont tabulaires ou prismatiques. Ils se maclent sur {110}.

Propriétés. Dureté : 7 à 8; densité : 3,09; indices de réfraction : np = 1,665, ng = 1,684. Éclat vitreux à





C. Bevilacqua

gras. Incolore, ou bleu pâle à bleu grisâtre. Se clive parfaitement sur (010) et (001).

Gisements. Ce silicate de formation secondaire se rencontre dans les gabbros et les diorites; c'est aussi un minéral accessoire de schistes et de gneiss contenant du glaucophane. Les plus gros cristaux viennent de Tiburon (Californie).

Ilvaïte, $CaFe_3O(OH)[Si_2O_7]$ - orthorhombique

Les cristaux d'ilvaïte sont prismatiques, allongés selon [001] avec les faces du prisme striées verticalement (110), (120), (010) et les terminaisons (111) et (101).

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6; densité : 3,99 à 4,05; indice de réfraction : 1,915. Opaque. Éclat submétallique, noir de fer ou noir grisâtre foncé. Elle est fragile; sa cassure est inégale.



C. Bevilacqua

Gisements. L'ilvaïte se rencontre dans les skarns, les syénites néphéliniques et les gîtes de fer métasomatiques. Les plus beaux cristaux viennent de Rio Marina (île d'Elbe), où l'ilvaïte est associée à l'hédenbergite vert foncé. De gros cristaux ont été trouvés dans l'île de Sériphos (Grèce).

Cuspidine, $Ca_4[Si_2O_7](F, OH)_2$ - monoclinique

La cuspidine se présente en tout petits cristaux.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 2,8 à 2,9; indices de réfraction : np = 1,590, ng = 1,602. Couleur rouge-rose pâle. Se clive sur (001).

Gisements. On trouve la cuspidine dans les blocs éjectés par le Monte Somma (Vésuve), où elle est associée à la vésuvianite, la néphéline, la sodalite, etc. Elle a été également signalée à Franklin, New Jersey.

Wohlérite, $Ca_2NaZr[Si_2O_7](F, OH, O)_2$ - monoclinique

La wohlérite se présente en cristaux prismatiques ou tabulaires.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6; densité : 3,42; indices de réfraction : np = 1,70, ng = 1,726. Couleurs jaune et brune. Se clive sur (010).

Gisements. Ce minéral rare a été trouvé dans les syénites néphéliniques de Brevig (Norvège) et des îles de Los (Guinée).

Rinkite, $Na_2Ca(Ca, Ce)_4(Ti, Nb)[Si_2O_7]_2(F, O)_4$ - monoclinique

Les cristaux de ce minéral rare sont prismatiques ou tabulaires sur (100).

Propriétés. Dureté : 5; densité : 3,5; indices de réfraction : np = 1,665, ng = 1,681. Couleur jaune à brune. Ce minéral se clive sur (100).

Gisements. Les échantillons que l'on peut voir dans les musées viennent des syénites du Groenland (Naujakasik et Narsarsuk).

Mosandrite, $(Ca, Na, Y)_3(Ti,Zr,Ce)[Si_2O_7](F, OH, O)_2$ - monoclinique

Les cristaux imparfaits sont prismatiques, généralement allongés selon [001], parfois aplatis, maclés sur (100).

Propriétés. Dureté : 4; densité : 3 à 3,4; indices de réfraction : np = 1,646, ng = 1,658. Faiblement translucide. Éclat vitreux à gras. Couleur brun rougeâtre, brun verdâtre à jaunâtre quand elle est altérée. Cassure inégale.

Gisements. La mosandrite est un minéral rare des pegmatites de syénites néphéliniques du Brevig, Lövö, au Langesundfjord (Norvège), et d'Umptek (Finlande), où elle est associée à l'eudialyte et l'ægyrine, de Saint-Hilaire (Canada) et de la péninsule de Kola (U.R.S.S.).

▲ ***Groupe de cristaux d'ilvaïte provenant de Rio Marina (île d'Elbe) [Londres, British Museum].***

◀ **Wohlérite** ***dans syénite alcaline de Norvège (collection privée).***

▶ ***Au centre, groupe de cristaux de** clinozoïsite **d'Amborompotsy, Madagascar.***

Rosenbuschite, $(Ca, Na)_6Zr(Ti, Mn, Nb)[Si_2O_7](F, O)_4$ - triclinique

Les cristaux de rosenbuschite sont prismatiques à aciculaires, toujours très petits. Le plus souvent, la rosenbuschite est massive avec une structure fibro-radiée.

Propriétés. Dureté : 5 à 6 ; densité : 3,3 ; indices de réfraction : np = 1,682, ng = 1,711. Translucide ; couleur brun-rouge à orangée. Se clive parfaitement sur (100).

Gisements. Ce minéral rare est associé à la mosandrite, la catapléite, la wohlérite dans les pegmatites des syénites néphéliniques du Langesundfjord (Norvège) et de Lovozero (Kola, U.R.S.S.).

Lamprophyllite, $Na_3Sr_2Ti_3[Si_2O_7]_2(O, OH, F)_4$ - orthorhombique

La lamprophyllite se présente en cristaux tabulaires allongés avec un clivage parfait sur (100) ou en agrégats radiés.

Propriétés. Dureté : 2 à 3 ; densité : 3,45 à 3,52 ; indices de réfraction : np = 1,75, ng = 1,78. Translucide de couleur brun-rouge à brun-jaune.

Gisements. Ce minéral rare des syénites néphéliniques d'Umptek (Finlande), associé à la mosandrite, l'eudialyte, l'ægyrine et la néphéline, a été signalé dans les pegmatites du Langesundfjord (Norvège) et dans la péninsule de Kola (U.R.S.S.).

Ganomalite, $Pb_6Ca_4[Si_2O_7]_3(OH)_2$ - hexagonal

La ganomalite présente des cristaux prismatiques ; elle est aussi massive et grenue.

Propriétés. Dureté : 3 ; densité : 5,74 ; indices de réfraction : np = 1,910, ng = 1,945. Incolore à grise.

Gisements. La ganomalite a été rencontrée à Vermland et près de Nordmark, à Jacobsberg (Suède) dans des skarns.

Kentrolite, $Pb_2Mn_2O_2[Si_2O_7]$ - orthorhombique

La kentrolite se présente en cristaux prismatiques minuscules. Le clivage sur (110) est distinct. Elle est aussi massive.

Propriétés. Dureté : 5 ; densité : 6,19 ; indices de réfraction : np = 2,10, ng = 2,31. Couleur brun rougeâtre foncé et noire en surface.

Gisements. La kentrolite est associée à la calcite et à la willémite, à Franklin (New Jersey), ainsi qu'à des minerais de manganèse à Jacobsberg et à Langban (Suède).

Chevkinite, ou tscheffkinite, $(CeLa)_2Ti_2O_4[Si_2O_7]$ - monoclinique

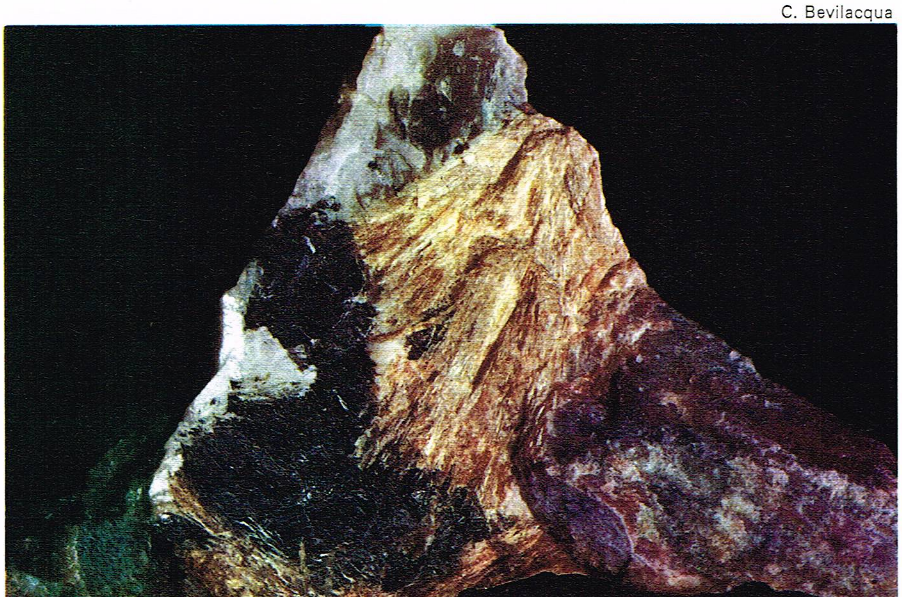
La chevkinite est habituellement massive, amorphe. A Madagascar, on la trouve en cristaux pseudo-orthorhombiques atteignant 10 cm.

Propriétés. Dureté : 5 à 5 ½ ; densité : 4,5 ; indices de réfraction : 1,63 à 1,97. Couleur noir de velours à brune. Opaque ; éclat résineux.

Gisements. C'est un minéral des roches granitiques et des pegmatites syénitiques. Sa localité la plus classique est Ambatofinandrahana (Madagascar). Dans la péninsule de Kola (U.R.S.S.), on l'a rencontrée comme minéral accessoire dans des granites alcalins et des pegmatites de syénites.

▼ ***Agrégats de** rosenbuschite **dans syénite alcaline de Norvège (collection privée).***

C. Bevilacqua





C. Bevilacqua

■ Ilots mixtes $[Z_4]$ et $[Z_2O_7]$

Clinozoïsite, $Ca_2Al_3O[SiO_4][Si_2O_7](OH)$ - monoclinique

La clinozoïsite forme une série continue avec l'épidote. Ses cristaux, semblables à ceux de l'épidote, sont prismatiques allongés selon l'axe [010] avec les faces du prisme striées dans la direction de l'allongement. La clinozoïsite se présente aussi en fibres grossières et en masses grenues. Le clivage est parfait sur (001).

Propriétés. Dureté : 6 ½ ; densité : 3,20 à 3,35 ; indices de réfraction : np = 1,724, ng = 1,734. Transparente à translucide. Éclat vitreux, incolore, blanc grisâtre, vert ou rose.

Gisements. C'est un minéral des roches métamorphiques. Les plus beaux groupes de cristaux (bicolores vert et rose) proviennent de Volonandrongo (Madagascar).

Épidote, $Ca_2(Fe, Al)Al_2O[SiO_4][Si_2O_7](OH)$ - monoclinique

Les cristaux d'épidote sont habituellement prismatiques allongés selon [010], avec les faces du prisme bien développées et striées parallèlement à l'axe *b* (faces : (001), (100), (101), (011), (201), ($\bar{1}$11), etc.). Les cristaux sont parfois aciculaires. Elle est aussi en fibres divergentes ou parallèles, en grains de tailles variées, quelquefois finement grenue, ou encore en masses. Elle se clive parfaitement sur (001). Le plan de macle {100} est commun.

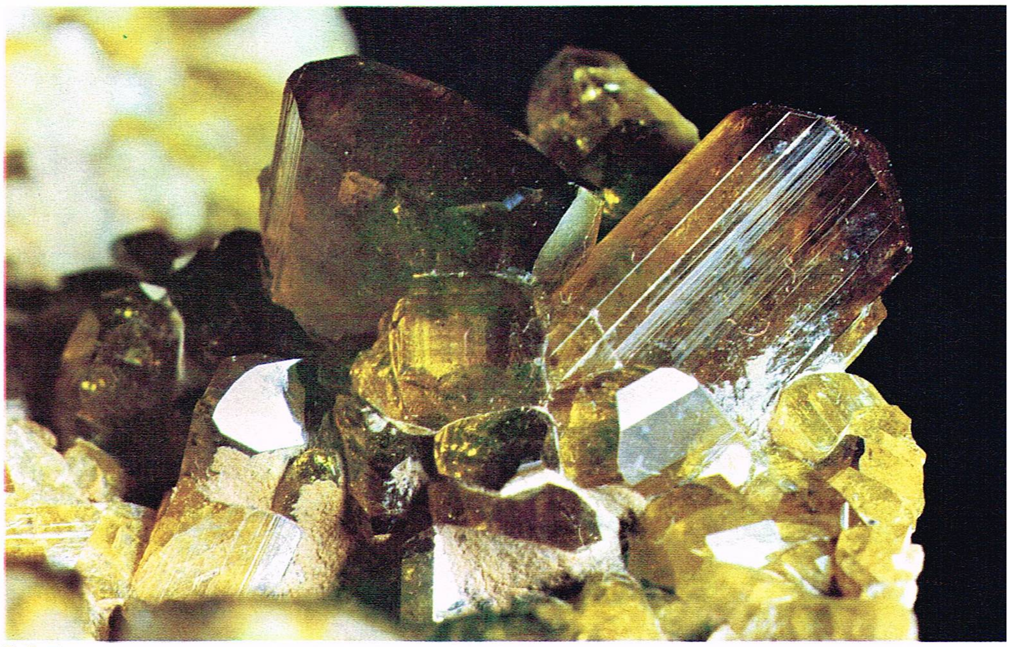
Propriétés. Dureté : 6 à 7 ; densité : 3,25 à 3,50 ; indices de réfraction : np = 1,728, ng = 1,768. Transparente à opaque, généralement subtranslucide. Éclat vitreux, inclinant à perlé ou résineux sur la face de clivage. Couleur vert pistache ou vert jaunâtre à vert brunâtre, noir verdâtre et noire, quelquefois rouge clair et jaune. Elle est fragile ; sa cassure est inégale.

Gisements. Les gisements sont très variés. Les plus belles pièces de collection ont été découvertes dans les fissures et les cavités des roches métamorphiques de contact des skarns, des micaschistes, des gneiss, des serpentines, plus rarement dans des granites. L'épidote résulte aussi de l'altération de minéraux divers : l'augite, la biotite, le grenat, l'hornblende, etc. Les plus beaux cristaux viennent du Knappenwald (Autriche), de l'île Prince of Wales (Alaska). De beaux exemplaires ont été trouvés au Monte Acuto (Piémont) et au Cornillon, dans l'Oisans (Isère), où elle est associée à l'axinite, l'actinote, la chlorite, au feldspath et au quartz.

Piémontite, $Ca_2(Mn, Fe)Al_2O[SiO_4][Si_2O_7](OH)$ - monoclinique

La piémontite est une épidote manganésifère. Elle se présente parfois en prismes fortement allongés et striés





C. Dani

ou en cristaux aciculaires et le plus souvent en agrégats lamellaires.

Propriétés. Dureté : 6 ½; densité : 3,40; indice de réfraction variant entre 1,73 et 1,82. Opaque ou faiblement translucide; éclat vitreux à terne; couleur brun-rouge ou rouge cerise plus ou moins foncé. Elle est fragile.

Gisements. C'est un minéral peu fréquent des schistes cristallins et des gisements de manganèse. Les meilleures pièces de collection proviennent de Saint-Marcel (Piémont, Italie), de l'île de Groix (Morbihan) et de Jacobsberg (Suède).

Allanite, ou orthite *$(Ca, Ce)_2Fe_2Al_2O[SiO_4][Si_2O_7](OH)$ - monoclinique*

Les cristaux ressemblent habituellement à ceux de l'épidote ; ils sont souvent tabulaires sur (100) ou allongés, fins et aciculaires selon [010]. Mais généralement l'allanite est massive ou en grains inclus dans les roches. Clivages observés sur (100) et (001). L'allanite contient des métaux, des terres rares et de petites proportions d'uranium et de thorium.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6 ; densité : 3 à 4,2 ; indice de réfraction très variable : entre 1,64 et 1,80. Subtranslucide à opaque ; éclat submétallique vitreux ou résineux ; couleur brune, brun rougeâtre à noire. Elle est fragile ; sa cassure est inégale à subconchoïdale. Légèrement radio-active.

Gisements. Les gisements d'allanite sont variés : granites, syénites (et leurs pegmatites), diorites, gneiss, amphibolites, calcaires cristallins, roches volcaniques récentes, etc. De grands cristaux ont été signalés dans l'Ontario (Canada), à Kragerö et Hiterö (Norvège). La variété *ouralorthite* vient de Miask (mont Ilmen, Oural).

Zoïzite, $Ca_2Al_3O[SiO_4][Si_2O_7](OH)$ - orthorhombique

Les cristaux sont prismatiques selon [010], profondément striés ou cannelés verticalement et rarement terminés distinctement. La zoïzite est aussi massive, grossièrement fibreuse à compacte.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 3,25 à 3,37; indices de réfraction : np = 1,700, ng = 1,706. Translucide à opaque. Éclat vitreux et perlé sur la face de clivage. Couleur blanc grisâtre, gris jaunâtre, brunâtre, vert pomme, ou rose. Elle est fragile; sa cassure est inégale à imparfaitement conchoïdale. Elle se clive parfaitement sur (010).

Gisements. C'est un minéral de métamorphisme des amphibolites, éclogites et schistes cristallins riches en hornblende. De très beaux cristaux de qualité gemme ayant une couleur grisâtre bleuté (ils deviennent bleu foncé après chauffage) ont été trouvés en Tanzanie. La variété rose (thulite) provient de Lexwiken (Norvège) et d'Okanogan Co. (Washington, États-Unis).

Pumpellyite, *$Ca_2(Mg, Fe, Mn, Al)(Al, Fe, Ti)_2[SiO_4][Si_2O_7](OH, H_2O)_2$ - monoclinique*

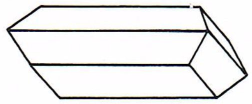
La pumpellyite se présente en minuscules lamelles étroites, aplaties sur (001) et souvent maclées, et aussi en croûtes fibreuses.

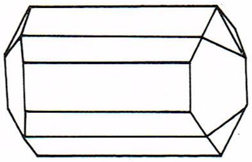
Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6; densité : 3,2; indices de réfraction : np = 1,700, ng = 1,718. Couleur vert bleuâtre à vert foncé. Ce minéral se clive bien sur (001).

Gisements. La pumpellyite se rencontre dans différents types de roches (traps, schistes à glaucophane, etc.). Les plus belles pièces exposées dans les musées viennent de Groppaggi, près de Gênes (Italie).

Vésuvianite, ou idocrase, *$Ca_{10}(Mg, Fe)_2Al_4[SiO_4]_5[Si_2O_7]_2(OH)_4$ - quadratique*

Les cristaux sont généralement prismatiques, avec les formes {110} et {100} prédominantes et striées verticalement, ou bien pyramidaux avec les formes {111} et





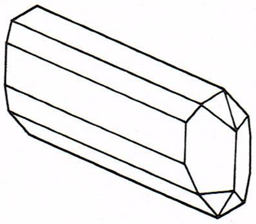
I.G.D.A.

▲ *En haut, groupe de cristaux d'épidote provenant du Val d'Antrone (Piémont). En bas, représentation schématique de deux formes de cristallisation de l'épidote.*

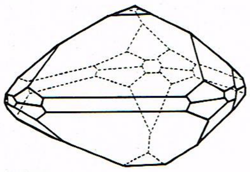
Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



◀▼ Allanite *cristallisée de l'Ontario (Londres, British Museum). Ci-dessous, forme de cristallisation de l'allanite.*



I.G.D.A.



I.G.D.A.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲▶ *Ci-dessus, forme de cristallisation de la* bénitoïde; *à droite, cristaux de* neptunite *(noire) et de* bénitoïde *(bleue) provenant de San Benito, Californie (Milan, musée d'Histoire naturelle).*

{001}. Certains cristaux présentent un développement plus complexe : (331), (210), (120), (112), (221), etc. Les cristaux sont fréquents, mais les agrégats grossièrement fibreux et striés sont plus communs. Ce minéral est aussi massif ou grenu.

Propriétés. Dureté : 6 ½; densité : 3,35 à 3,45; indices de réfraction : np = 1,701, ng = 1,736. Subtransparente à faiblement translucide; éclat vitreux inclinant souvent à résineux; couleur brune à verte fréquemment brillante et claire, parfois jaune soufre et bleu pâle. Elle est fragile; sa cassure est subconchoïdale à inégale. La vésuvianite est parfois taillée en gemme.

Gisements. Ce minéral des roches métamorphiques et des gîtes de contact se rencontre dans les calcaires cristallins de contact, les chloritoschistes, les gneiss et les serpentines. Elle est associée au grossulaire ou au diopside, au clinochlore, etc. Les plus beaux cristaux transparents de vésuvianite ont été trouvés au Val d'Ala (Piémont), au Monte Somma (Vésuve); de gros cristaux viennent de la Wilui (Sibérie) et de Magnet Cove (Arkansas).

Zunyite, $Al_{12}Cl[AlO_4][Si_5O_{16}](OH, F)_{18}$ - cubique

La zunyite se présente en cristaux tétraédriques minuscules (petits triangles aplatis), souvent maclés sur {111}.

Propriétés. Dureté : 7; densité : 2,875 à 3; indice de réfraction : 1,60. Incolore à translucide, blanche à grise avec un éclat vitreux. Elle se rencontre dans les schistes alumineux, à Postmasburg (Afrique du Sud) et à Beni-Embarek (Algérie). A Zuni Mine, San Juan Contez (États-Unis), elle est associée à la guitermanite.

★ *Cyclosilicates*

■ 3 unités $[Z_3O_9]$ S = 1,50

Bénitoïde, $BaTi[Si_3O_9]$ - rhomboédrique

Les cristaux de bénitoïde dépassent rarement 4 cm; ils sont rhomboédriques avec la forme $\{10\bar{1}1\}$ dominante et un contour triangulaire très développé.

Propriétés. Dureté : 6 ½ à 7; densité : 3,6; indices de réfraction : np = 1,757, ng = 1,804. Transparente à translucide; couleur bleu saphir à bleu lumineux, ou incolore. La cassure est inégale. Les cristaux transparents sont taillés comme gemmes.

Gisements. Très recherchée des collectionneurs, la bénitoïde se rencontre en beaux cristaux à San Benito (Californie), associée à la neptunite et à la natrolite dans des serpentines.

Catapléite, $Na_2Zr[Si_3O_9] \cdot 2H_2O$ - hexagonal

Les cristaux, très rares, sont plats, minces à contour hexagonal ou prismatiques à terminaison pyramidale. La catapléite se présente surtout en masses lamellaires. Les macles sur $\{10\bar{1}0\}$ et {0001} sont communes. Le clivage est parfait sur $\{10\bar{1}0\}$ et imparfait sur $\{10\bar{1}1\}$ et $\{10\bar{1}2\}$.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6; densité : 2,60 à 2,80; indices de réfraction : np = 1,591, ng = 1,627. Opaque à translucide; éclat vitreux; couleur brun jaunâtre pâle. La cassure est écailleuse.

Gisements. Ce minéral des roches alcalines et de leurs pegmatites est associé au zircon, à la néphéline, au sphène, à la mosandrite, etc. Les pièces de collection viennent du Langesundfjord (Norvège) et des îles de Los (Guinée).

Eudialyte, $(Na, Ca, Fe)_6Zr[Si_3O_9]_2(OH, Cl)$ - rhomboédrique

Les cristaux, rhomboédriques, sont équidimensionnels, épais, très rarement prismatiques; les faces (001), (101) et (100) sont les plus fréquentes. L'eudialyte est aussi massive, compacte ou grenue. La variété *eucolite* est plus riche en calcium.

▼ *A gauche,* axinite *cristallisée du Bourg-d'Oisans, Dauphiné. A droite, beau cristal prismatique d'*idocrase *(vésuvianite) d'Ariccia, Rome.*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Propriétés. Dureté : 5 à 5 ½ ; densité : 2,9 à 3 ; indices de réfraction : np = 1,610, ng = 1,613 (pour l'eucolite : np = 1,634, ng = 1,640). Translucide ; éclat vitreux, rose fleur-de-pêcher foncé, rouge brunâtre. Elle est fragile ; sa cassure est conchoïdale à inégale.

Gisements. C'est un minéral des syénites néphéliniques et de leurs pegmatites. Les plus beaux cristaux des collections viennent de Julianehaab (Groenland). De belles masses décimétriques d'eudialyte et d'eucolite viennent de la péninsule de Kola (U.R.S.S.).

■ 4 unités $[Z_4O_{12}]$ S = 1,50

Papagoïte, $Ca_2Cu_2Al_2[Si_4O_{12}](OH)_6$ - monoclinique

La papagoïte se présente en petits cristaux équidimensionnels ou aplatis, et en agrégats microcristallins. Le clivage sur {100} est distinct.

Propriétés. Dureté : 5 à 5 ½ ; densité : 3,25 ; indices de réfraction : np = 1,61, ng = 1,67. Transparente à translucide, d'une belle couleur bleu cérulé.

Gisements. Les pièces de collection viennent d'Ajo (Arizona).

Baotite, $Ba_4(Ti,Nb)_8ClO_{16}[Si_4O_{12}]$ - quadratique

La baotite forme des petits cristaux irréguliers ou des masses clivables orthogonales. Deux clivages existent suivant deux directions à 90°.

Propriétés. Dureté : 6 ; densité : 4,7 ; indices de réfraction : np = 1,944, ng = 2. Translucide à opaque ; de couleur brune à noire ; éclat vitreux.

Gisements. Ce minéral rare des carbonatites, associé à l'æschynite, a été trouvé à Scheep Creek (Montana, États-Unis). Des masses décimétriques ont été trouvées à Baotan (Mongolie), localité qui lui a donné son nom.

Cénosite, ou kainosite, $Ca_2Y_2CO_3[Si_4O_{12}] \cdot H_2O$ - orthorhombique

Les cristaux, prismatiques, plus ou moins allongés, ne dépassent que rarement 2 cm. Deux clivages existent suivant des directions se coupant à 90°.

Propriétés. Dureté : 5 à 6 ; densité : 3,35 à 3,60 ; indices de réfraction : np = 1,66, ng = 1,69. Transparente à translucide ; elle est incolore ou de couleur brun-jaune à marron foncé, jaune-rose ou rouge. Fragile.

Gisements. On trouve ce minéral dans les granites et pegmatites, associé à l'albite, la muscovite et l'euxénite, à Bancroft (Ontario, Canada), à Hitterö (Norvège) et à Nordmark (Suède) dans la mine de magnétite.

Axinite, $Ca_2(Fe,Mn)Al_2(BO_3)(OH)[Si_4O_{12}]$ - triclinique

Les cristaux sont généralement bien développés et aplatis sur (001) et de faciès varié ; les faces les plus fréquentes sont (001), (1$\bar{1}$0) et (110) ; elles sont très souvent striées ou même cannelées. L'axinite est aussi massive, lamellaire, parfois grenue.

Propriétés. Dureté : 6 ½ à 7 ; densité : 3,27 à 3,29 ; indices de réfraction : np = 1,678, ng = 1,688. Transparente à translucide ; éclat vitreux très brillant ; couleur brun-violet ou violet pâle, brun-jaune verdâtre, parfois rose (orange pour les variétés manganésifères). Elle est fragile ; sa cassure est conchoïdale. Se clive facilement suivant (010). L'axinite a été quelquefois taillée comme gemme.

Gisements. C'est un minéral du métamorphisme de contact et métasomatique, fréquent dans les skarns. Les plus beaux cristaux ont été trouvés dans les fentes alpines (schistes cristallins, amphibolites), associés à l'épidote, la calcite, la préhnite et au quartz. Les pièces très recherchées par les collectionneurs proviennent du Bourg-d'Oisans (Isère), du pic d'Espade (Pyrénées), de Toroku, Miyazaki (Japon) et de Scopi (Suisse). Les plus grands cristaux connus viennent du Minas Gerais (Brésil).

■ 6 unités $[Z_6O_{18}]$ S = 1,50

• Groupe des tourmalines

Les minéraux du groupe des tourmalines sont caractérisés par la formule : $XY_3Al_6[(OH)_4|(BO_3)_3|Si_6O_{18}]$ avec X = Na, Ca et Y = Fe, Mg, Al, Li. Rhomboédrique.

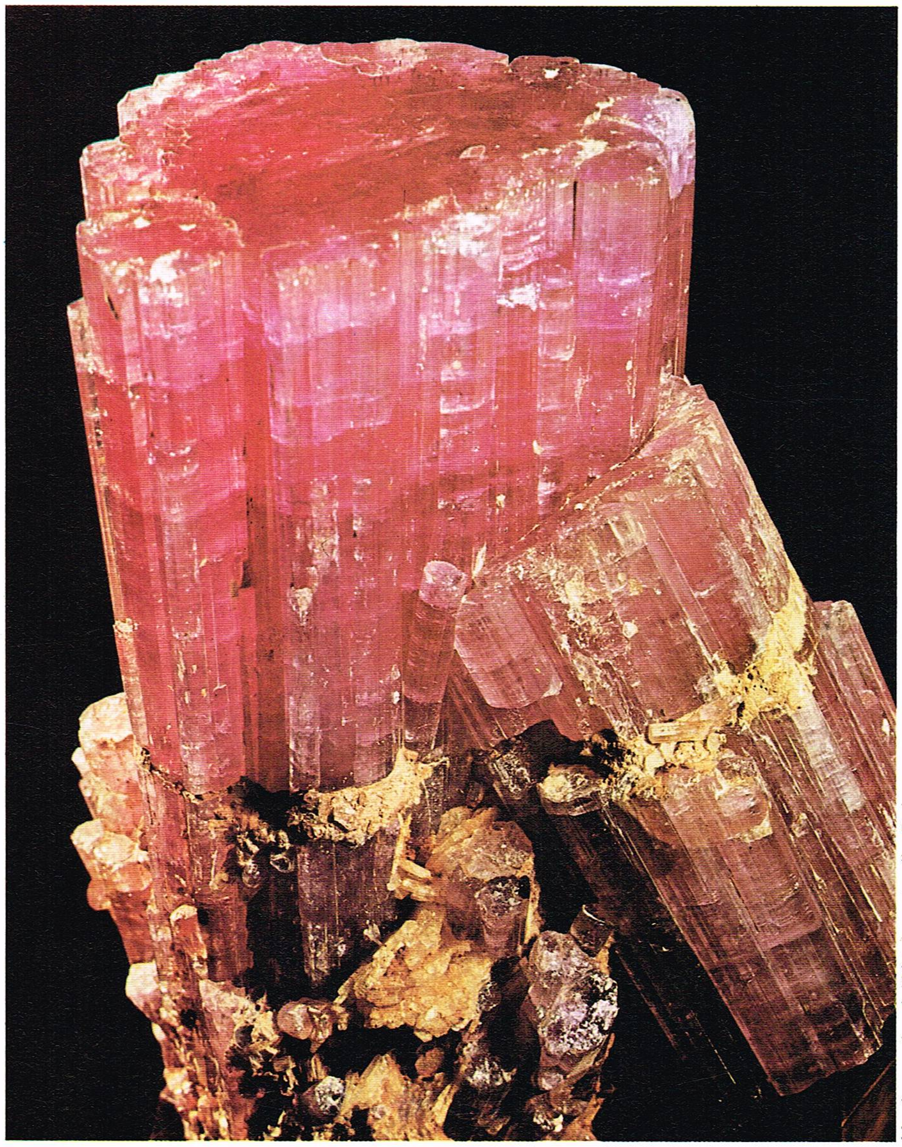
Les minéraux de ce groupe offrent les mêmes formes cristallines et diffèrent en particulier par leurs couleurs, leurs densités, leurs indices de réfraction et surtout leur composition chimique. Les tourmalines sont fréquemment en prismes allongés suivant l'axe ternaire [0001] et striés verticalement ; ces prismes sont souvent minces à aciculaires, rarement aplatis. Les faces les plus fréquentes de l'extrémité sont (0001) ainsi que (11$\bar{2}$0) et (10$\bar{1}$1). Les cristaux sont hémièdres et ont des terminaisons différentes aux deux extrémités ; parfois isolés, ils peuvent atteindre plusieurs mètres de long et s'assemblent très souvent en groupes radiés ou parallèles. Les tourmalines peuvent aussi être massives, compactes ou en fibres plus ou moins fines, parallèles ou divergentes.

Propriétés. Dureté : 7 à 7 ½ ; densité : 2,98 à 3,32. Transparentes à opaques ; leur éclat est vitreux à résineux. Leurs couleurs sont variables suivant la composition : les plus courantes sont le noir, le noir brunâtre et le noir bleuâtre. Les tourmalines sont fragiles et souvent friables. Cassures subconchoïdales à inégales.

Elbaïte, $Na(Li,Al)_3Al_6(BO_3)_3[Si_6O_{18}](OH,F)_4$ - rhomboédrique

L'elbaïte est une tourmaline alcaline contenant du lithium, très recherchée comme gemme en raison de ses couleurs extrêmement vives.

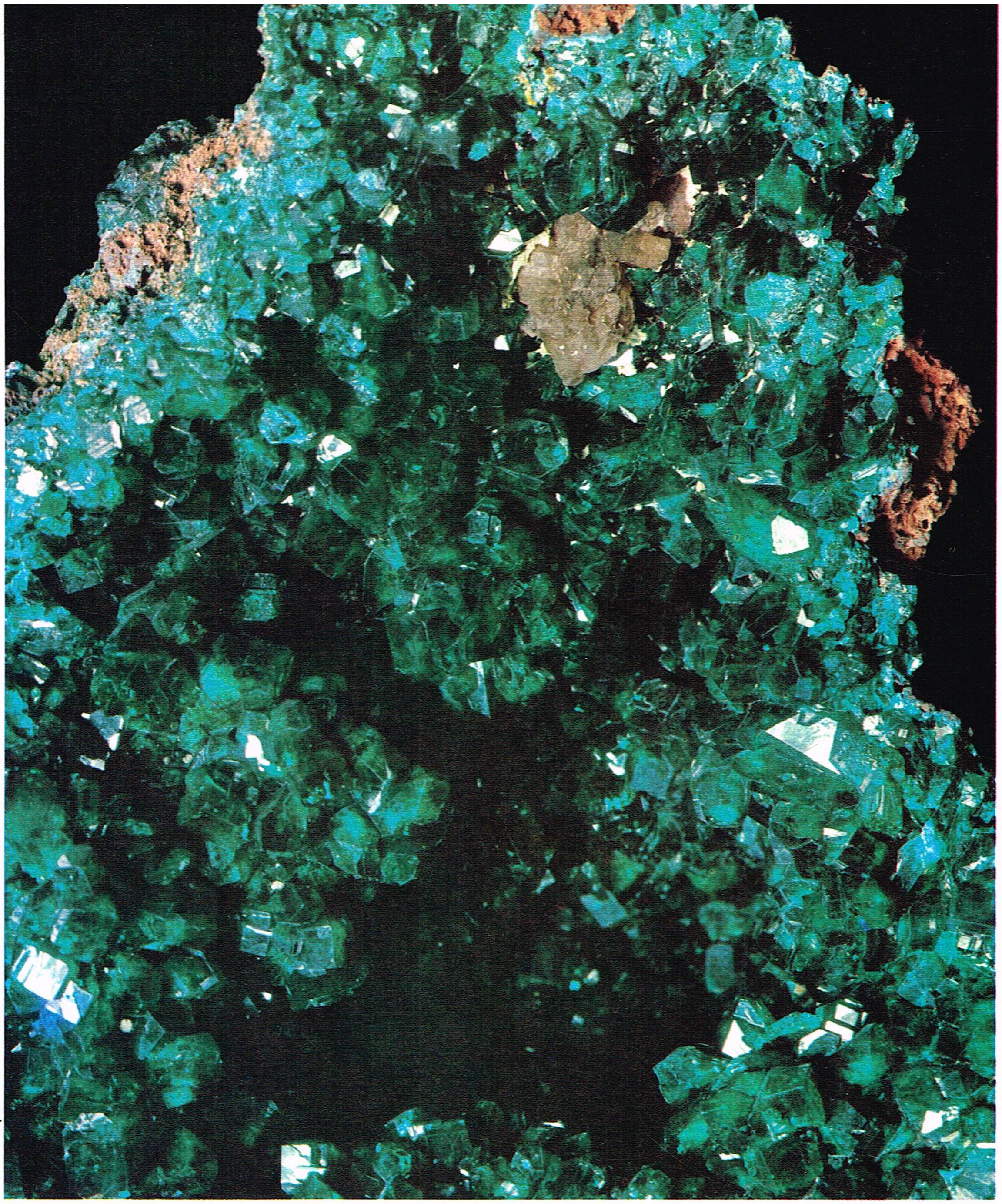
Propriétés. Dureté : 7 à 7 ½ ; densité : 2,98 à 3,10 ; indices de réfraction : np = 1,615 à 1,620, ng = 1,64 à 1,65. Couleurs variées : bleue pour l'*indicolite*, rouge ou rose pour la *rubellite* ou encore verte ou jaune ; peut même être incolore *(archroïte)*. Les cristaux peuvent montrer plusieurs couleurs réparties concentriquement ou en bandes de croissance triangulaires dans les sections perpendiculaires à l'axe [0001] (melon d'eau) ; elles peuvent



Muséum national d'histoire naturelle, Paris

▲ ***Très beau groupe de cristaux de* tourmaline ; rubellite *provenant de Californie (Paris, Muséum national d'histoire naturelle).***

▶ *Magnifique géode de dioptase de Renéville, Congo (17× 14 cm) [École nationale supérieure des mines].*



C. Bevilacqua

encore présenter une extrémité noire, verte ou bleue, et l'autre extrémité rose ou rouge.

Gisements. L'elbaïte est un minéral des pegmatites granitiques associé au feldspath, à la lépidolite et au quartz. Les plus beaux cristaux gemmes viennent des pegmatites du Minas Gerais (Brésil), du district de Pala, San Diego Co. (Californie), de la région du mont Bity (Madagascar) et de Murzinsca (Oural), et d'Alto Ligonha (Mozambique). De rares cristaux trouvés autrefois à San Piero in Campo (île d'Elbe) sont très recherchés des collectionneurs. La plus belle série de tourmalines connue dans le monde est conservée par le Muséum national d'histoire naturelle de Paris.

Dravite, $NaMg_3Al_6(BO_3)_3[Si_6O_{18}](OH)_4$ - rhomboédrique

La dravite est une tourmaline magnésienne ; ses cristaux dépassent rarement 20 cm ; ils sont prismatiques et montrent une symétrie ternaire selon l'axe [0001] et l'antihémiédrie par des terminaisons différentes.

Propriétés. Dureté : 7 à 7 $\frac{1}{2}$; densité : 3 à 3,15 ; indices de réfraction : np = 1,610, ng = 1,635. Habituellement brun-jaune à noir brunâtre, mais aussi incolore.

Gisements. Ce minéral de formation métamorphique ou métasomatique se rencontre aussi dans les pegmatites et dans les roches basiques ignées. Les plus gros cristaux viennent de Yinnietharra (Ouest australien). On peut voir dans les musées de beaux groupes provenant de Gouverneur (État de New York, États-Unis).

Schörlite, $Na(Fe,Mn)_3Al_6(BO_3)_3[Si_6O_{18}](OH)_4$ - rhomboédrique

La schörlite est une tourmaline ferrifère commune. Ses prismes sont parfois métriques.

Propriétés. Dureté : 7 ; densité : 3,10 à 3,30 ; indices de réfraction : np = 1,64, ng = 1,67. Opaque et noire (translucide sous faible épaisseur).

Gisements. Ce minéral se rencontre dans les granites et leurs pegmatites, dans les veines pneumatolytiques et quelquefois dans les roches métamorphiques. D'énormes cristaux ont été trouvés dans le Minas Gerais (Brésil) et à Madagascar.

Buergérite, $NaFe^{3+}_3Al_6[F|O_3|(BO_3)_3|Si_6O_{18}]$ - rhomboédrique

Les cristaux sont prismatiques et courts avec les faces $(11\bar{2}0)$, $(02\bar{2}1)$, $(10\bar{1}1)$, $(30\bar{3}0)$, etc.

Propriétés. Dureté : 7 ; densité : 3,30 à 3,32 ; indices de réfraction : np = 1,655, ng = 1,735. Couleur marron à presque noire, et brun-jaune.

Gisements. On a trouvé la buergérite dans les rhyolites de Mexquitic, San Luis Potosi (Mexique).

Dioptase, $Cu_6[Si_6O_{18}] \cdot 6H_2O$ - rhomboédrique

Les cristaux de ce beau minéral, très recherché pour les collections, sont le plus souvent en prismes terminés par les faces du rhomboèdre ; ils sont parfois très allongés suivant [0001] ; les faces $(11\bar{2}0)$ sont cannelées verticalement. Les terminaisons comportent parfois les faces

hémièdres ($13\bar{4}1$) ($21\bar{3}1$), etc. La dioptase se présente aussi en agrégats cristallins; elle est parfois massive.

Propriétés. Dureté : 5; densité : 3,28 à 3,35; indices de réfraction : np = 1,644 à 1,658, ng = 1,697 à 1,709. Transparente à translucide; éclat vitreux à faiblement résineux; couleur vert émeraude quelquefois vert-de-gris ou vert bleuté. Elle est fragile; sa cassure est conchoïdale ou inégale. Ce minéral se clive parfaitement sur {$10\bar{1}1$}.

Gisements. La dioptase est un silicate des zones d'oxydation des gisements de cuivre associé à la planchéite, au quartz, à la calcite, etc. Les plus beaux groupes viennent des gîtes de cuivre du bassin du Niari (Zaïre), de Djoué, de Renéville, de Pimbi, etc., ainsi que du Katanga et du Tsumeb (Namibie). Les premières dioptases connues à la fin du XVIIIe siècle venaient des steppes kirghizes (U.R.S.S.).

★ *Inosilicates*

Les inosilicates sont divisés en :

— **inosilicates à chaînes simples** $[ZO_3]\infty$ comprenant des silicates à 2, 3, 5 ou 7 unités,

— **inosilicates à doubles chaînes** subdivisés en silicates à 1, 2, 3 et 4 unités.

■ Chaînes simples à 2 unités $[Z_2O_6]$ S = 1,50

Ces inosilicates à chaînes simples à 2 unités comprennent les « pyroxènes » que l'on divise en orthopyroxènes (orthorhombiques) et clinopyroxènes (monocliniques).

● *Groupe des orthopyroxènes*

Enstatite, $Mg_2[Si_2O_6]$ - orthorhombique

L'enstatite est un orthopyroxène essentiellement magnésien. Les cristaux distincts sont rares et habituellement prismatiques, avec les faces (100) et (110). Ce minéral se présente surtout en masses lamellaires parfois fibreuses. Le clivage sur {210} est bon.

Propriétés. Dureté : 5 $\frac{1}{2}$; densité : 3,1 à 3,3; indices de réfraction : np = 1,650, ng = 1,658. Translucide à presque opaque; éclat vitreux à résineux faible, un peu perlé sur les surfaces de clivage; couleur grisâtre, jaunâtre ou blanc verdâtre. Elle est fragile; sa cassure est inégale. Elle se clive sur {110}.

Gisements. L'enstatite est un constituant des roches basiques et ultrabasiques : gabbros, norites et péridotites (avec l'olivine). On la rencontre aussi dans les zones de métamorphisme, souvent transformée en serpentine ou en talc. De très grands cristaux viennent d'Odegarden (Norvège).

Bronzite, $(Mg,Fe)_2[Si_2O_6]$ - orthorhombique

La bronzite est un orthopyroxène ferromagnésien. Elle cristallise dans le même faciès que l'enstatite mais se présente surtout en masses fibreuses ou lamellaires. Le clivage sur {210} est bon.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 3,3 à 3,4; indices de réfraction : np = 1,66, ng = 1,68. Couleur jaunâtre, vert olive, brunâtre, avec un éclat submétallique rappelant celui du bronze (d'où son nom).

Gisements. Comme l'enstatite, la bronzite est un constituant commun des roches basiques (gabbros, etc.) et des roches ultrabasiques magnésiennes. De belles masses de cristaux enchevêtrés viennent de Webster Franklin (New Jersey, États-Unis).

Hypersthène, $(Fe,Mg)_2[Si_2O_6]$ - orthorhombique

Les cristaux sont rares, généralement prismatiques ou souvent tabulaires sur (100) et aussi sur (010). L'hypersthène est habituellement massif lamellaire, quelquefois en grains sphériques inclus dans les roches. Il est fragile, et sa cassure est inégale. Se clive distinctement sur {110}.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 3,4 à 3,5; indices de réfraction : np = 1,692, ng = 1,705. Translucide à presque opaque; éclat un peu perlé sur les faces de clivage. Couleur vert brunâtre foncé, noir grisâtre, noir verdâtre. Les variétés présentant un chatoiement lumineux brun vif cuivré sont parfois taillées comme gemmes.

Gisements. On rencontre ce minéral dans les charnockites et les norites, et dans certaines laves, associé à l'augite, et aussi dans les roches ultrabasiques ferrifères. De belles masses utilisées en ornementation viennent des côtes du Labrador.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *Les cristaux vert clair de* diopside *sur* grenat grossulaire, *rouge, forment l'une des plus belles associations minérales que l'on puisse voir dans les musées (Val d'Ala, Piémont) [Milan, musée d'Histoire naturelle].*

Ferrosilite, $Fe^{2+}_2[Si_2O_6]$ - orthorhombique

La ferrosilite est le terme ferrifère de la série des orthopyroxènes : l'enstatite (terme magnésien), la bronzite, l'hypersthène et la ferrosilite (ferrifères).

● *Groupe des clinopyroxènes*

Clino-enstatite, $Mg_2[Si_2O_6]$ - monoclinique

C'est un minéral très rare. Les cristaux sont monocliniques, tabulaires sur (100) ou prismatiques selon (001). La macle polysynthétique sur {100} est très caractéristique et le clivage est distinct sur {110}.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 3,20; indices de réfraction : np = 1,651, ng = 1,660. Transparente à translucide. Incolore à jaune, jaune-brun à verdâtre.

Gisements. Ce pyroxène se trouve dans quelques roches ignées.

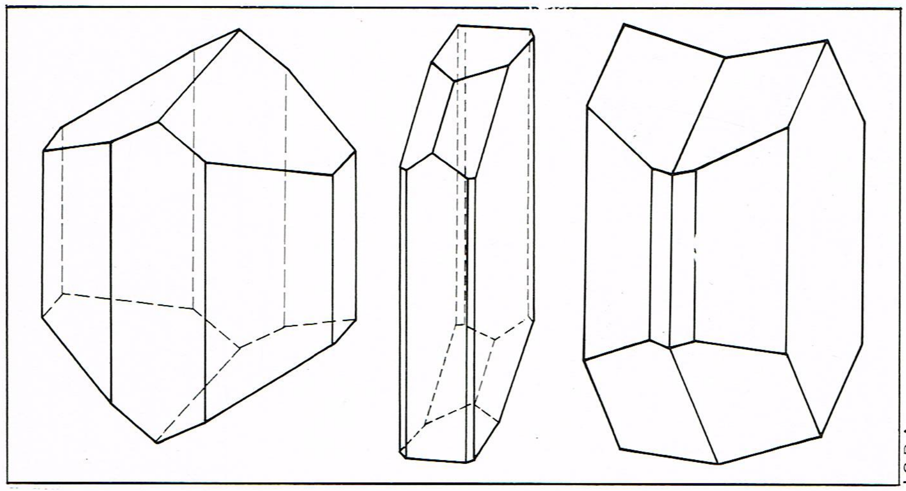
Diopside, $(Ca,Mg)[Si_2O_6]$ - monoclinique

Les beaux cristaux de diopside sont assez rares; ils sont en général allongés, avec les faces (100) et (010) bien développées, et leur section est presque carrée ou rectangulaire. Le diopside se présente souvent en groupements de cristaux aciculaires, et aussi en agrégats grenus ou en masses lamellaires.

Propriétés. Dureté : 5 $\frac{1}{2}$; densité : 3,20 à 3,38; indices de réfraction : np = 1,66 à 1,68, ng = 1,69 à 1,72. Quelquefois transparent; couleur blanche, jaunâtre, blanc grisâtre à vert pâle, mais aussi vert foncé à presque noire,



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



I.G.D.A.

▲ ***A gauche, cristal d'augite sur le tuf volcanique d'Ariccia, Rome. A droite, formes de cristallisation de l'augite (deux cristaux prismatiques courts) et une macle de deux individus.***

quelquefois incolore, et rarement d'un beau bleu. Le clivage est bon sur {110}.

Gisements. Constituant de nombreuses roches basiques et ultrabasiques (pyroxénites, péridotites, gabbros, diabases), le diopside se rencontre aussi dans les skarns, les fissures des roches alpines et parfois dans les schistes cristallins. C'est au Val d'Ala (Piémont) que le diopside vert pâle transparent est en association avec le grossulaire rouge vif et le clinochlore vert sombre. De grands cristaux partiellement transparents viennent de Dekabb (État de New York), de Sljudjinka, Baïkal (Sibérie) ; d'autres, plus opaques, se rencontrent à Hull (Québec), à l'Alpe Schwarzenstein (Tyrol) et à Ampandrandava (Madagascar).

Hedenbergite, $CaFe[Si_2O_6]$ - monoclinique

Les beaux cristaux sont assez rares et ont des formes simples : {001}, {010}, {100}, l'hedenbergite se présentant surtout en masses lamellaires ou en grains inclus dans les roches. Le clivage sur {110} est bon.

Propriétés. Dureté : 5 ½ ; densité : 3,5 à 3,58 ; indices de réfraction : np = 1,739, ng = 1,757. Translucide à opaque ; éclat vitreux. Couleur noir verdâtre.

Gisements. L'hedenbergite est un silicate des gîtes métamorphiques de contact. De très beaux groupes de cristaux vert-noir à noirs, très brillants, viennent de Nordmarken (Suède).

Johannsénite, $CaMn[Si_2O_6]$ - monoclinique

Ce pyroxène manganésifère est rare en beaux cristaux ; ceux-ci ont des formes simples {100}, {010} et {001}. Plus habituellement, la johannsénite est massive, en agrégats radiés, lamellaires ou fibreux. La macle sur {100} est commune. Le clivage sur {110} est bon.

Propriétés. Dureté : 6 ; densité : 3,45 à 3,58 ; indices de réfraction : np = 1,70 à 1,75, ng = 1,73 à 1,745. Translucide à opaque ; couleur gris verdâtre, verte à noir brunâtre.

Gisements. On trouve ce minéral en association avec la rhodonite et la bustamite dans des calcaires métasomatiques et également dans des veines de quartz et de calcite dans des rhyolites. De beaux groupes de cristaux de couleur vert bronze foncé viennent de Broken Hill (Australie).

Augite, $(Ca,Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Ti,Al)_2[(Si,Al)_2O_6]$ - monoclinique

L'augite est généralement en cristaux de faciès variés : prismatiques courts, trapus et épais ou tabulaires sur (100) avec les faces (100), (110), (111), etc. Elle peut aussi se présenter en grains ou en agrégats aciculaires. Le clivage est bon sur {110}, imparfait sur {100} et {010}. Le macle sur {100} est commune.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6 ; densité : 3,25 à 3,5 ; indices de réfraction variables suivant la composition chimique : np = 1,67 à 1,73, ng = 1,70 à 1,76. Translucide à opaque ; couleur noir verdâtre à noir brunâtre.

Gisements. Ce pyroxène ferromagnésien est répandu dans les roches volcaniques (andésites, basaltes, limburgites, téphrites, etc.), dans les roches ultrabasiques et les gabbros, les ophites et les dolérites. Les cristaux classiques des collections viennent des environs de Rome, du Val di Fassa (Italie du Nord) et des environs de l'Allier.

Fassaïte, $Ca(Mg,Fe^{3+}Al)[(Si,Al)_2O_6]$ - monoclinique

C'est un pyroxène voisin de l'augite, dont la couleur peut être foncée à pâle ; quelquefois, les cristaux sont vert profond ou vert pistache ; ils ressemblent alors à de l'épidote. Le clivage sur {110} est bon.

Propriétés. Dureté : 6 ; densité : 2,95 à 3,35 ; indices de réfraction : np = 1,675 à 1,71, ng = 1,70 à 1,735. Couleur gris-vert à vert foncé.

Gisements. On rencontre ce minéral dans les zones de contact et dans les calcaires métamorphiques. De beaux groupes de cristaux ont été trouvés à Traversella, dans le Piémont (Italie).

Pigeonite, $(Mg,Fe,Ca)_2[Si_2O_6]$ - monoclinique

La pigeonite cristallise avec le même faciès que l'augite et l'hedenbergite. Les cristaux sont prismatiques, souvent courts et épais, ou bien encore en prismes à base carrée avec les faces (100), (010). Ce minéral est aussi grossièrement à finement grenu, rarement fibreux. Le clivage est bon sur {110}.

Propriétés. Dureté : 6 ; densité : 3,30 à 3,45 ; indices de réfraction : np = 1,68 à 1,72, ng = 1,70 à 1,78. Translucide à opaque ; couleur brune, verdâtre ou noire.

Gisements. Ce pyroxène des roches volcaniques basiques a été rencontré pour la première fois à Pigeon Point (Minnesota, États-Unis).

Jadéite, $NaAl[Si_2O_6]$ - monoclinique

La jadéite est habituellement massive avec une texture fibreuse très tenace, une structure quelquefois grenue ou encore nettement compacte. Elle cristallise exceptionnellement en petits prismes allongés. Les variétés homogènes de couleur sont recherchées pour la fabrication d'objets ornementaux et de gemmes gravées (jade précieux).

Propriétés. Dureté : 6 ½ à 7 ; densité : 3,3 à 3,5 ; indices de réfraction : np = 1,640, ng = 1,655. Translucide à subtranslucide ; éclat vitreux et perlé sur les faces de clivage ; couleur vert pomme à vert émeraude, vert bleuâtre, vert poireau, blanc verdâtre à presque blanche. Extrêmement tenace. Cassure esquilleuse. Clivage prismatique pour les petits cristaux.

Gisements. La jadéite se forme par endomorphose de filons de pegmatite dans les serpentinites avec, au contact, des zones albitiques et amphibolitiques. Les meilleures masses utilisables pour l'ornementation viennent de Tawmaw (Haute-Birmanie). On rencontre aussi ce minéral en gros galets roulés au Tibet, au Yun-nan (Chine), au Guatemala et au Mexique.

Ægyrine, ou acmite, $[NaFe^{3+}Si_2O_6]$ - monoclinique

Les cristaux sont prismatiques allongés, avec les faces (100) et (110) bien développées. Les faces du prisme sont striées verticalement ; leurs terminaisons, très aiguës, sont caractéristiques. Le clivage est bon sur {110}.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½ ; densité : 3,5 à 3,55 ; indices de réfraction : np = 1,75 à 1,776, ng = 1,8 à 1,836. Translucide à opaque ; éclat vitreux à résineux ; couleur brunâtre ou brun rougeâtre, verte et vert noirâtre sur les faces de cassure. Elle est fragile ; sa cassure est inégale.

Gisements. Ce pyroxène caractéristique des roches alcalines (syénites néphéliniques, etc.) se rencontre également dans les carbonatites et dans certaines roches métamorphiques. De beaux cristaux ont été rencontrés à Kangerdluardsuk et à Julianehaab (Groenland), à Beneberg (Norvège) et à Saint-Hilaire (Québec).

Omphacite, (Ca,Na)(Mg,Fe²⁺,Fe³⁺,Al)[Si₂O₆] - monoclinique

L'omphacite est un pyroxène se présentant le plus souvent en masses grenues. Comme la jadéite, il est rarissime en cristaux. Le clivage sur {110} est bon.

Propriétés. Dureté : 5 à 6 ; densité : 3,30 à 3,40 ; indices de réfraction : np = 1,66 à 1,69, ng = 1,69 à 1,72. Translucide, couleur vert gazon à vert épinard.

Gisements. L'omphacite est, avec le grenat almandin, un constituant des éclogites. Les plus beaux cristaux connus ont été récemment découverts à Iveri, dans le val d'Aoste (Italie). De belles masses d'éclogites utilisables en ornementation ont été trouvées en Loire-Atlantique.

Spodumène, LiAl[Si₂O₆] - monoclinique

Les cristaux sont prismatiques aplatis sur (100). Les faces verticales sont striées ou même cannelées. Ces cristaux sont parfois très grands et peuvent atteindre plusieurs mètres de long. Le spodumène se présente également en masses lamellaires. Le clivage est facile sur {110}. Les qualités transparentes qui présentent de belles couleurs sont très recherchées comme gemmes. Le spodumène massif est un minerai de lithium.

Propriétés. Dureté : 6 $\frac{1}{2}$ à 7 ; densité : 3,13 à 3,20 ; indices de réfraction : np = 1,65, ng = 1,68. Translucide à transparent ; éclat vitreux, un peu perlé sur les faces de clivage. Couleur blanc verdâtre ou grisâtre, vert jaunâtre, vert émeraude, jaune, rose à pourpre améthyste. Il est fragile ; sa cassure est inégale à subconchoïdale. La *kunzite* est rose à violet pâle. La variété *hiddenite,* vert vif, n'a été trouvée en cristaux gemmes limpides qu'à Alexander (Caroline du Nord) ; tous les autres cristaux proposés sur le marché sous le même nom ne sont que des spodumènes devenus verts par exposition aux radiations.

Gisements. Ce silicate des pegmatites granitiques est associé au béryl, à la tourmaline, etc. Les plus beaux cristaux gemmes connus viennent du Minas Gerais (Brésil), de Pala (Californie) et du Pakistan. D'énormes cristaux ont été trouvés à Norwich (Massachusetts, États-Unis).

■ **Chaînes simples à 3 unités [Z₃O₉] S = 1,50**

Wollastonite, Ca[Si₃O₉] - triclinique

La wollastonite est rarement en cristaux tabulaires sur (100) ou sur (001), et plus fréquemment en cristaux prismatiques courts avec les faces (001), (101), (010), (011), (540), (301), etc. Elle se présente généralement en masses clivables ou fibreuses, et en fibres parallèles à réticulées ; elle peut aussi être compacte. Elle se clive facilement sur {100} et {011}.

Propriétés. Dureté : 4 $\frac{1}{2}$ à 5 ; densité : 2,8 à 2,9 ; indices de réfraction : np = 1,616, ng = 1,631. Transparente à translucide ; éclat vitreux et perlé sur les faces de clivage ; couleur blanche inclinant sur le gris, ou encore jaune, rougeâtre ou brunâtre. La wollastonite est fragile ; sa cassure est inégale.

Gisements. On trouve ce minéral dans les calcaires cristallins métamorphisés par les magmas acides. Les pièces de collection viennent du Vésuve (Monte Somma), de Santa-Fé (Mexique) et de divers gîtes de l'État de New York (États-Unis). De grands cristaux ont été trouvés à Madagascar.

Bustamite, (Mn,Ca)₃[Si₃O₉] - triclinique

La bustamite est une variété de *rhodonite* contenant du calcium et formant avec ce minéral une série continue. Ses cristaux sont tabulaires avec les faces (001), (110), (1$\bar{1}$0) et (221). Le clivage est parfait sur {100} et moyen sur {110} et {1$\bar{1}$0}. La bustamite se présente également en agrégats fibro-radiés ou lamellaires.

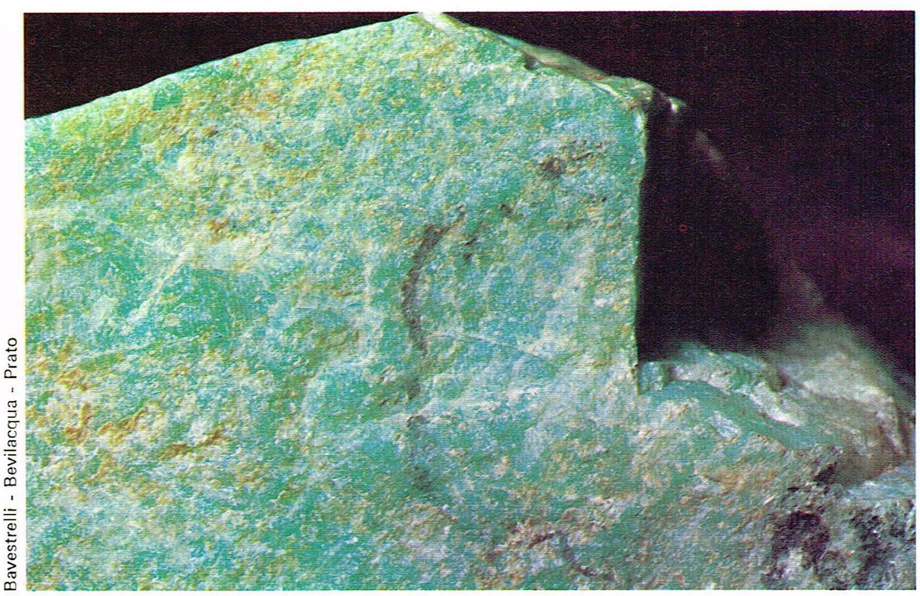
Propriétés. Dureté : 6 à 6 $\frac{1}{2}$; densité : 3,32 à 3,42 ; indices de réfraction : np = 1,66 à 1,69, ng = 1,67 à 1,70. Transparente à translucide ; couleur rose à rouge vif, gris rosâtre à gris brunâtre.

Gisements. Ce minéral se rencontre dans les gîtes métasomatiques de contact ou les gîtes hydrothermaux. Les plus belles pièces cristallisées exposées dans les musées viennent de Broken Hill (Australie).

Pectolite, Ca₂NaH[Si₃O₉] - triclinique

La pectolite se présente fréquemment en agrégats de cristaux aciculaires ; ses cristaux sont allongés selon [010] et n'ont généralement pas de faces terminales. Elle est souvent massive radiée. Elle se clive parfaitement sur {100} et {001}.

Propriétés. Dureté : 5 ; densité : 2,74 à 2,88 ; indices de réfraction : np = 1,595, ng = 1,633. Subtranslucide à



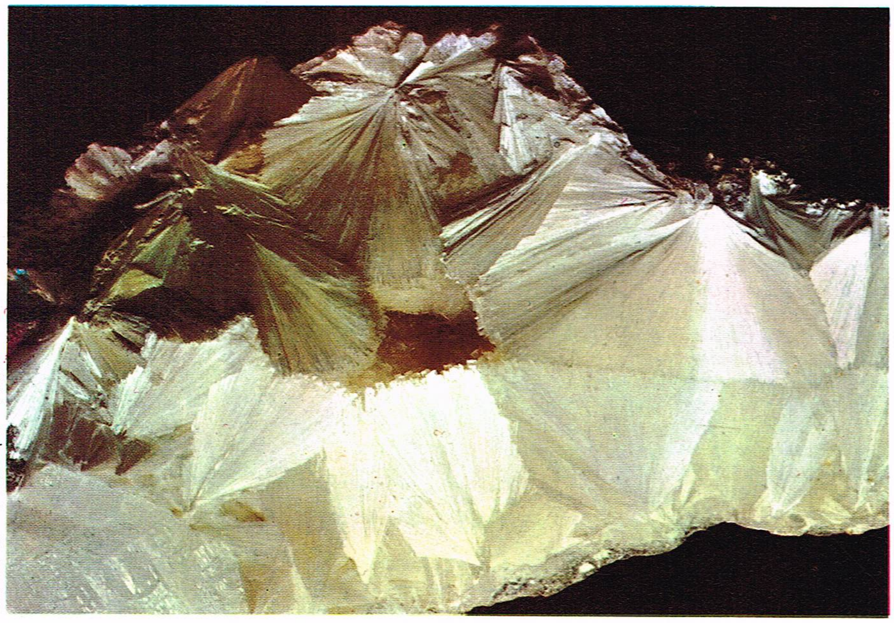
Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▼ Bloc de jadéite chromifère de Tawmaw, Birmanie : gemme ornementale très utilisée pour la fabrication d'objets précieux.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ Spodumène *rose (kunsite) de Pala, Californie (Milan, musée d'Histoire naturelle).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ **Pectolite** *en agrégats fibro-radiés provenant de Wheehawken, New Jersey.*

opaque ; éclat soyeux à subvitreux sur les faces de cassure ; couleur blanchâtre à grisâtre. La pectolite est fragile ; sa cassure est inégale.

Gisements. Ce minéral est associé à la préhnite dans les cavités des roches éruptives basiques et parfois dans des roches métamorphiques. De jolis groupes de cristaux ont été rencontrés à Guttenberg (New Jersey).

Sérandite, $(Mn,Ca)_2NaH[Si_3O_9]$ - triclinique

La sérandite se présente en cristaux tabulaires ou prismatiques allongés parallèlement à l'axe (010), ou en agrégats lamellaires. Les clivages sur {001} et {100} sont parfaits.

Propriétés. Dureté : 4 ½ à 5 ; densité : 3,30 à 3,33 ; indices de réfraction : np = 1,660, ng = 1,688. Translucide à opaque ; couleur rouge-rose à rose pâle ; éclat vitreux, perlé sur les clivages.

Gisements. C'est un minéral rare des carbonatites et des syénites néphéliniques, associé à l'analcime, l'ægyrine, la néphéline, etc. Rencontré la première fois aux îles de Los ; les plus beaux cristaux proviennent du Québec.

■ Chaînes simples à 5 unités $[Z_5O_{15}]$ S = 1,50

Rhodonite, $CaMn_4[Si_5O_{15}]$ - triclinique

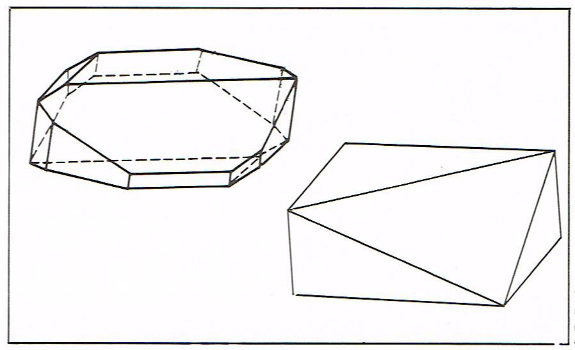
Les cristaux, rares, sont habituellement grands et tabulaires sur (001), avec des angles arrondis, mais généralement ce minéral est en masses clivables à compactes. On le rencontre aussi en grains inclus dans les roches. Il se clive parfaitement sur {110} et {1$\bar{1}$0}. La variété *fowlérite* contient du zinc. La rhodonite compacte, d'un beau rose ou rouge-rose, est très employée en ornementation.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6 ½ ; densité : 3,4 à 3,68 ; indices de réfraction : np = 1,72 à 1,73, ng = 1,73 à 1,744. Transparent à translucide. Éclat vitreux, un peu perlé sur les faces de clivage. La rhodonite possède une couleur rouge brunâtre lumineuse, rouge chair, rouge-rose, quelquefois verdâtre ou jaunâtre quand elle est impure. Souvent noire extérieurement quand elle est compacte, sa cassure est conchoïdale à inégale.

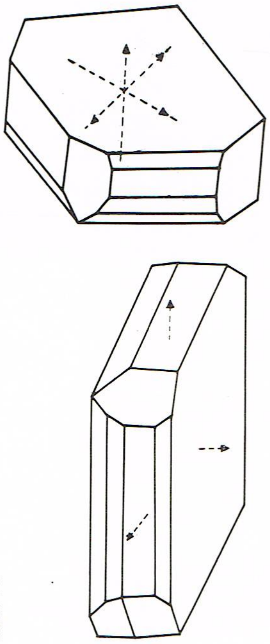
Gisements. C'est un silicate des gîtes hydrothermaux ou métasomatiques de contact ; les plus beaux groupes

▶ *A droite, en haut, deux formes de cristallisation triclinique de la* **babingtonite** *; en bas, petits cristaux de* **babingtonite** *sur* **orthose** *de Baveno, lac Majeur (Milan, musée d'Histoire naturelle).*

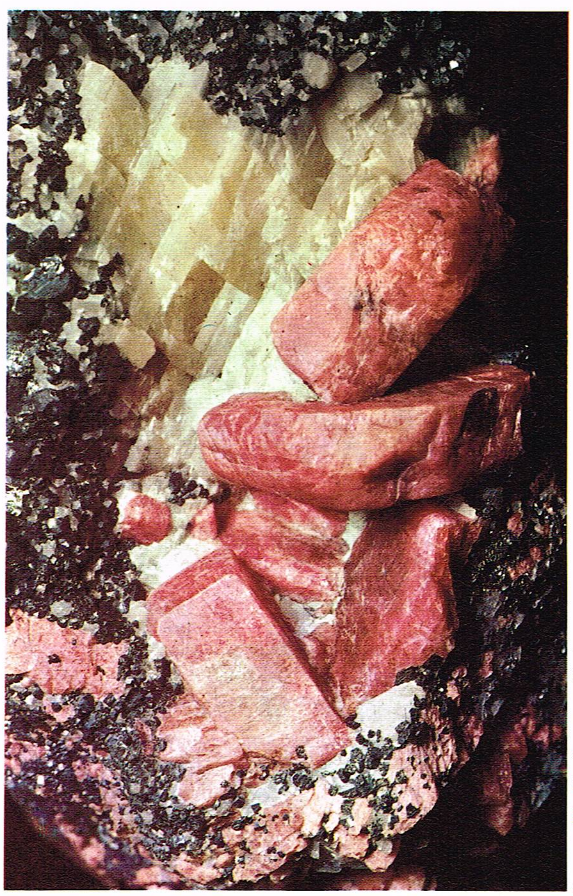
▼▶ *Ci-dessous, schéma d'un cristal de* **rhodonite** *avec deux orientations différentes ; ci-contre,* **rhodonite** *associée à de la* **franklinite** *et de la* **calcite** *(Franklin Furnace, New Jersey) [Milan, musée d'Histoire naturelle].*



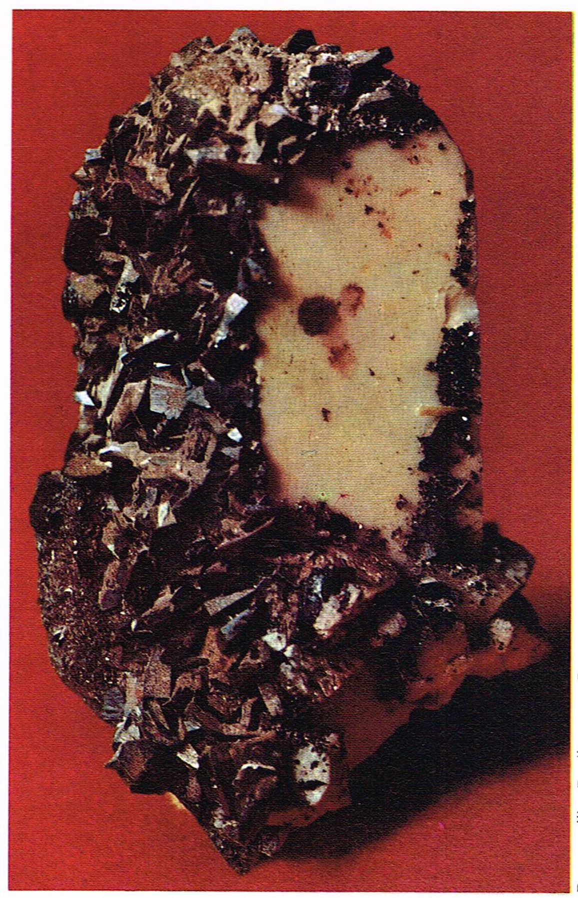
I.G.D.A.



I.G.D.A.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

de cristaux qu'on peut voir dans les musées viennent de Franklin Furnace (New Jersey).

Babingtonite, $Ca_2Fe_2[Si_5O_{14}OH]$ ***- triclinique***

La babingtonite se présente en petits cristaux noirs tricliniques dont les angles sont très proches de ceux de la rhodonite. Elle se clive sur {110} et {1$\bar{1}$0}.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6 ; densité : 3,35 à 3,37 ; indices de réfraction : np = 1,717, ng = 1,752. Translucide à opaque ; couleur gris-noir à brun-noir.

Gisements. La babingtonite se rencontre dans les cavités des granites associés à l'orthose et également dans les gneiss. Les pièces de collection les plus appréciées ont été trouvées à Arendal (Norvège), à Baveno (Italie du Nord) et à Westfield, Hampden Co. (États-Unis).

Inésite, $Ca_2Mn_7[Si_5O_{14}OH]_2 \cdot 5H_2O$ ***- triclinique***

Les cristaux sont petits et prismatiques ; l'inésite est aussi fibreuse, radiée ou sphérolitique. Le clivage sur {010} est parfait, celui sur {100} est moins bon.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6 ; densité : 3,03 ; indices de réfraction : np = 1,61, ng = 1,65. Elle est translucide ; la couleur est rose à orangé-rose.

Gisements. Ce silicate assez rare, associé à la rhodochrosite à Hale Creek (Californie), a été également trouvé à Jacobsberg, Langban (Suède) et à Hilfe Gottes, Nassau (Allemagne).

■ Chaînes simples à 7 unités $[Z_7O_{21}]$ S = 1,50

Pyroxmangite, $(Fe,Mn)_7[Si_7O_{21}]$ ***- triclinique***

La pyroxmangite est en petits cristaux tabulaires ou en masses clivables ou compactes. Le clivage est parfait sur {110}. Les macles sur {110} et {001} ont été signalées.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6 ; densité : 3,60 à 3,8 ; indices de réfraction : np = 1,73 à 1,745, ng = 1,745 à 1,764. Transparente à translucide ; couleur rose pâle à rouge-rose vif.

Gisements. Ce minéral se rencontre dans les roches métamorphiques et métasomatiques, associé à la rhodochrosite et d'autres minéraux manganésifères. Les plus jolis cristaux viennent de la mine de Taguchi, Aichi (Japon).

■ Doubles chaînes à 1 unité $[Z_2O_5]_\infty$ S = 1,75

Sillimanite, $Al[AlSiO_5]$ ***- orthorhombique***

Les cristaux sont souvent allongés et minces, avec des faces terminales non distinctes ; les faces du prisme sont striées et arrondies. La sillimanite se présente souvent en groupes parallèles ou en masses plus ou moins grossièrement fibreuses, quelquefois radiées. Le clivage est parfait sur {010}.

Propriétés. Dureté : 6 à 7 ; densité : 3,23 à 3,24 ; indices de réfraction : np = 1,638, ng = 1,680. Transparente à translucide ; éclat vitreux presque adamantin ; couleur brune, brun grisâtre à blanc grisâtre, vert grisâtre à vert olive pâle. La cassure est inégale. De rares cristaux transparents ont été taillés comme gemmes en Birmanie.

Gisements. Ce silicate du métamorphisme de contact est fréquent dans les granulites, les gneiss et les schistes cristallins. De grandes masses fibreuses ont été rencontrées près d'Alger et en Bretagne.

Mullite, $Al_8[O_3|Si_3AlO_{16}](O_{0,5},OH,F)$ ***- orthorhombique***

Ce silicate de « haute température » se présente en cristaux prismatiques, allongés selon [010].

Propriétés. Dureté : 6 à 7 ; densité : 3,05 à 3,15 ; indices de réfraction : np = 1,640, ng = 1,654. Transparente à translucide ; de couleur rose pâle, ou incolore.

Gisement. Sa localité d'origine est Mull (Angleterre), où on l'a découverte la première fois dans des laves d'âge tertiaire.

■ Doubles chaînes 2 unités $[Z_4O_{11}(OH)]_\infty$ S = 1,62

Anthophyllite, $(Mg,Fe^{2+})_7[Si_8O_{22}(OH)_2]$ ***- orthorhombique***

L'anthophyllite est fibreuse, lamellaire ou massive. Ses cristaux sont rares (prismes {110}). Le clivage sur {110} est parfait, ceux sur {010} et {100} sont imparfaits. Ce minéral s'altère en talc et en serpentine.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6 ; densité : 2,85 à 3,2 ; indices de réfraction : np = 1,633, ng = 1,657 pouvant atteindre 1,70 (ils augmentent avec le pourcentage de fer). Transparente à translucide ; éclat vitreux, nacré sur les clivages, couleur gris brunâtre, brun-jaune, brun-vert à vert vif, également blanche à gris pâle.

Gisements. Ce silicate typique des roches magnésiennes métasomatiques se rencontre aussi dans les schistes cristallins. Ses localités les plus classiques sont : Kongsberg (Norvège), Hermannschlag (Tchécoslovaquie), Dürrenstein (Donau, Autriche) et divers points du sud du Groenland.

Gédrite, $(Mg,Fe^{2+})_5Al_2[Al_2Si_6(OH)_2]$ ***- orthorhombique***

Les cristaux sont rares, la gédrite étant surtout fibreuse massive ou lamellaire. Le clivage est parfait sur {110} et imparfait sur {010} et {100}.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6 ; densité : de 3,15 à 3,57 en fonction de la teneur en fer ; indices de réfraction : np = 1,67, ng = 1,69. Transparente à presque opaque ; couleur gris-vert à vert-jaune, brune à verdâtre, et également blanche.

Gisements. Ce silicate des roches métamorphiques a été trouvé la première fois à Gèdres (Hautes-Pyrénées), localité qui lui a donné son nom.

Holmquistite, $Li_2(Mg,Fe^{2+})_2(Al,Fe^{2+})_2[Si_8O_{22}(OH)_2]$ ***- orthorhombique***

Ce silicate est proche de l'anthophyllite ; les cristaux sont prismatiques étroits ou aciculaires ; le clivage {110} est parfait. L'holmquistite est également massive ou en agrégats fibro-radiés.

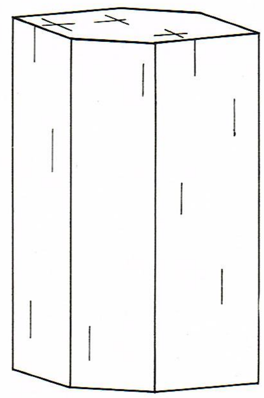
Propriétés. Dureté : 5 à 6 ; densité : 3,10 à 3,15 ; indices de réfraction : np = 1,622 à 1,642, ng = 1,645 à 1,665. Transparente à translucide ; couleur bleu ciel à violet foncé presque noir ; éclat vitreux.

Gisements. Ce silicate est formé au contact de pegmatites riches en lithium avec des roches basiques ; il est associé au plagioclase, à la biotite, au quartz, à la tourmaline, etc. Ses localités les plus classiques sont Utö (Suède) et Barrante (Québec).

Cummingtonite, $(Fe^{2+},Mg)_7[Si_8O_{22}(OH)_2]$ ***- monoclinique***

La cummingtonite se présente en agrégats souvent radiés, lamellaires ou en masses fibreuses ressemblant quelquefois à une texture d'amiante. Le clivage sur {100} est commun. Ce silicate est parfois manganésifère.

Propriétés. Dureté : 5 à 6 ; densité : 3,10 à 2,47 (variant avec la composition chimique) ; indices de réfraction : np = 1,64 à 1,66, ng = 1,66 à 1,69. Translucide à presque opaque ; couleur verte à grise, vert foncé à brune, rarement blanche.



I.G.D.A.

▲ En haut, nodule d'anthophyllite** provenant **d'Hermanov, Moravie (Londres, British Museum) ; en bas, une forme de cristallisation de l'anthophyllite.

Gisements. Ce silicate des roches métamorphiques a été trouvé en abondance aux États-Unis à Homestake (Lawrence Co.), à Cummington, (Hampshire Co.) et dans un grand nombre d'autres localités.

Grünérite, $Fe^{2+}_{7}[Si_8O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

La grünérite se présente en masses radiées, fibreuses ou fibro-lamellaires. Les lamelles sont maclées sur {100}. Le clivage sur {110} est bon.

Propriétés. Dureté : 5 ½; densité : 3,4 à 3,6; indices de réfraction : np = 1,66 à 1,69, ng = 1,70 à 1,73. Translucide à opaque. Couleur gris cendré, vert foncé à brune et rougeâtre pour les variétés manganésifères.

Gisements. La grünérite est un silicate fréquent au contact des roches riches en fer, formées par le métamorphisme régional. Ses localités sont nombreuses.

Tirodite, $Mn_2Mg_5[Si_8O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

La tirodite est une cummingtonite manganésifère, se présentant en agrégats compacts ou, plus rarement, en longs prismes très minces dont la macle sur {100} est commune. Le clivage est parfait sur {110} comme pour les autres amphiboles.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 3,07 à 3,13; indices de réfraction : np = 1,635, ng = 1,660. Transparente à translucide; de couleur blanc verdâtre à vert vif et rose.

Gisements. La tirodite est fréquente à Tirodi (Inde), localité qui lui a donné son nom, et à Talcville (New York, États-Unis).

Dannemorite, $Mn_2Fe^{2+}_{5}[Si_8O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

C'est une amphibole manganésifère de la série grünérite-cummingtonite. Densité : 3,4 à 3,5. Couleur brun-jaune à gris-vert. Elle a été trouvée la première fois à Dannemora (Suède).

Trémolite, $Ca_2Mg_5[Si_8O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Cette amphibole est très répandue; ses cristaux sont allongés avec les faces prismatiques (110), (010) et (120) et sont très rarement terminés. Le clivage sur {110} est bon; ceux sur {100} et {010} sont moins nets. La trémolite forme le plus souvent des masses fibro-radiées, des agrégats polycristallins massifs et clivables, granuleux ou fibreux (asbeste). Elle est fragile; la cassure est subconchoïdale. Elle forme une série avec la **ferro-trémolite,** par remplacement du magnésium par le fer, l'**actinote** étant le terme intermédiaire.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 2,9 à 3,2; indices de réfraction : np = 1,60, ng = 1,62. Transparente à translucide; couleur blanchâtre, grisâtre, vert pâle ou rose.

Gisements. Les gisements sont nombreux : dans les calcaires cristallins, les dolomies, les talcs-schistes, les schistes cristallins, les serpentines et les fentes alpines. Les beaux cristaux viennent du Tessin (Suisse), de Gouverneur (variété rose : *hexagonite*), Pierrepont et Mac Comb (New York, États-Unis).

Actinote, $Ca_2(Mg,Fe^{\cdot\cdot})_5[Si_8O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Les cristaux d'actinote sont semblables à ceux de la trémolite; ils se présentent souvent en agrégats de prismes plus ou moins aplatis et allongés, parallèles ou radiés. L'actinote est aussi très fréquente en masses fibreuses plus ou moins fines et enchevêtrées. La variété *néphrite,* très tenace, est recherchée depuis des millénaires pour la fabrication d'objets rituels ou ornementaux appelés « jades », dont les qualités les plus ferrifères sont les plus vert-noir. La variété fibreuse (amiante, asbeste) est souple et blanchâtre.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 3 à 3,4; indices de réfraction : np = 1,60 à 1,68, ng = 1,62 à 1,70; la densité et les indices de réfraction augmentent avec la teneur en fer. Transparente à presque opaque; vert-gris à vert presque noir.

Gisements. L'actinote est un minéral des schistes cristallins et des talcs-schistes provenant aussi de l'altération des pyroxénites des gabbros et dialages. Parmi les localités les plus classiques, on peut citer Zillerthal, dans le Tyrol (Autriche) pour les longs cristaux associés au talc. Les jades proviennent de Chine, de Nouvelle-Zélande, de Sibérie et du Turkestan.

Hornblende, $Na_xCa_2(Mg,Fe^{2+})_{5-y-z}(Al,Fe^{3+})_yTi_z[Al_{x+y+2z}Si_{8-x-y-2z}O_{22}(OH,F)_2$ - monoclinique

Les cristaux de hornblende sont prismatiques, plus ou moins allongés avec les faces de la zone prismatique (010), (120), (110), (100) et les terminaisons {001}, {001}, {031}. La macle suivant {100} est commune. La hornblende est aussi massive, lamellaire, granulaire ou fibreuse. Le clivage sur {110} est parfait; il existe des plans de séparation plus ou moins imparfaits sur {100} et {001}. Elle est fragile; la fracture est subconchoïdale.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 2,95 à 3,25; indices de réfraction : np = 1,62 à 1,70, ng = 1,63 à 1,72; la densité et les indices de réfraction varient avec la composition chimique. Faiblement translucide à opaque; couleur vert-noir à noire.

Gisements. La hornblende à haute teneur en fer se rencontre dans les basaltes, les tufs basaltiques, les roches éruptives récentes et dans les roches alcalines profondes. Les variétés moins ferrifères sont fréquentes dans certains types de roches métamorphiques. De splendides cristaux ont été trouvés à Ersby (Finlande), à Lukow (Bohême) et à Kragerô (Norvège).

Édénite, $NaCa_2Mg_5[AlSi_7O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique
Ferroédénite, $NaCa_2Fe^{2+}_{5}[AlSi_7O_{22}(OH)_2]$

L'édénite forme une série avec la ferroédénite; elle se présente en prismes avec les faces (100), (010), (001) et (011). Ses variétés massives sont assez semblables à celles de la trémolite. Le clivage est parfait sur {110} et imparfait sur {001} et {100}; la macle sur {100} est commune. Elle est fragile; la cassure est subconchoïdale.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 2,78 à 3,06; indices de réfraction variables avec la teneur en fer : np = 1,62 à 1,70, ng = 1,63 à 1,72. Transparente à presque opaque; la couleur est blanchâtre, grisâtre ou vert pâle à vert foncé.

Gisements. L'édénite est une amphibole des roches ignées et des roches métamorphiques. Sa localité d'origine est Edenville (État de New York). De gros cristaux ont été trouvés à Russel (New York).

Tchermachite, $Ca_2(Mg,Fe^{\cdot\cdot})_3(Al,Fe^{\cdot\cdot\cdot})_2[Al_2Si_6O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Ce minéral de la série des hornblendes se rencontre en cristaux prismatiques ou en masses compactes. Le clivage est parfait sur {110} et imparfait sur {001} et {100}. La macle sur {100} est connue.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ **Trémolite** ***fibreuse sur cristaux d'adulaire (orthose) provenant du Saint-Gothard (Londres, British Museum).***



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***A gauche.*** **hornblende** ***aciculaire dans un schiste du Zillertaler, Autriche (Londres, British Museum). A droite, cristaux prismatiques de*** **hornblende** ***sur oligoclase (Arendal, Norvège) [Londres, British Museum].***

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 3,15 à 3,35; indices de réfraction : np = 1,68, ng = 1,70. Translucide à opaque; couleur verte à vert foncé ou noire.
Gisements. La tchermachite est un constituant de certaines roches métamorphiques et roches ignées. Les échantillons bien cristallisés visibles dans les collections viennent du sud du Groenland.

Pargasite, $NaCa_2Mg_4Al[Al_2Si_6O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Les cristaux de pargasite sont prismatiques avec les faces (010), (110), et (011). Ce minéral se présente aussi sous une forme massive lamellaire ou compacte. Le clivage est parfait sur {110} et imparfait sur {001} et {100}. Maclé sur {100}, elle forme une série avec la **ferropargasite,** $NaCa_2Fe^{2+}_4[AlAl_2Si_6O_{22}(OH)_2]$.
Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 3,07 à 3,18; indices de réfraction : np = 1,615, ng = 1,635. Translucide à opaque; couleur brune, vert-bleu ou gris-noir à noire.
Gisements. Ce silicate de la série des hornblendes se rencontre dans les roches métamorphiques. De très beaux cristaux associés à la calcite ont été trouvés à Pargas (Finlande), localité qui a donné son nom à ce minéral.

Hastingsite, $NaCa_2Fe^{2+}_4Fe^{3+}[Al_2Si_6O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Les cristaux sont prismatiques, plus ou moins allongés. L'hastingsite est aussi massive, lamellaire ou compacte. Le clivage est parfait sur {110}, et imparfait sur {001} et {100}. La macle sur {100} est commune. L'hastingsite forme une série continue avec la **magnésiohastingsite,** $NaCa_2Mg_4Fe^{3+}[Al_2Si_2O_{22}(OH)_2]$.
Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 3 à 4; indices de réfraction : np = 1,67 à 1,71, ng = 1,69 à 1,73. Translucide à opaque; couleur vert foncé à noire.
Gisements. Ce silicate de la série des hornblendes est l'un des constituants des roches métamorphiques et des roches ignées. On peut citer parmi ses localités les plus classiques : Highwood, dans le Montana (États-Unis), Hasting, dans l'Ontario (Canada) et les îles de Los (Guinée), où on le rencontre, en petits cristaux noirs très brillants, dans les syénites néphéliniques.

Kaersutite, $NaCa_2(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_4Ti[Al_2Si_6O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Cette hornblende titanifère se rencontre en prismes allongés. Le clivage est parfait sur {110}.
Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 3,2 à 3,3; indices de réfraction : np = 1,67 à 1,69, ng = 1,70 à 1,72. Translucide à opaque; couleur brun sombre à noire.
Gisements. Ce minéral est un constituant des camptonites; il est aussi présent dans de nombreuses roches volcaniques. Parmi ses localités on peut citer : Kaersut (l'ouest du Groenland) et Boulder Dam (Arizona).

Richtérite, $NaNaCaMg_5[Si_8O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Parfois en beaux cristaux prismatiques (fluorichtérite) avec les faces (110), (010), (011), (031) ou en masses lamellaires. Le clivage est parfait sur {110}. Elle forme une série avec la **ferrorichtérite,** $NaNaCaFe^{2+}_5[Si_8O_{22}(OH)_2]$ — monoclinique.
Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 2,97 à 3,13; indices de réfraction variables avec la composition chimique : np = 1,605 à 1,68, ng = 1,63 à 1,71. Translucide; couleur brun-jaune à brun-rouge, rouge-rose ou vert pâle à vert foncé.
Gisements. Cette amphibole se forme dans les gîtes métasomatiques, les calcaires métamorphiques et certaines roches ignées. De très beaux cristaux viennent de Wilburforce, Ontario (Canada).

Katophorite, $NaNaCaFe^{2+}_4Fe^{3+}[AlSi_7O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Les cristaux sont prismatiques, parfois maclés sur {100}. Le clivage est parfait sur {110}. Elle forme une série avec la **magnésiokatophorite,** $NaNaCaMg_4Fe^{3+}[AlSi_7O_{22}(OH)_2]$ — monoclinique.
Propriétés. Dureté : 5; densité : 3,33 à 3,48; indices de réfraction : np = 1,64 à 1,68, ng = 1,66 à 1,69 (variant avec la teneur en fer). Translucide à presque opaque; couleur bleu-noir à noir rougeâtre, ou brun-rouge très foncé.
Gisements. La katophorite se rencontre dans les roches basiques alcalines, les théralites, les shonkinites. La localité la plus classique est Mariupol (Ukraine).

Winchite, $NaCa(Mg,Fe^{2+})_4[AlSi_8O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Cette amphibole est très proche de la richtérite.

Glaucophane, $Na_2Mg_3Al_2[Si_8O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Les cristaux de glaucophane sont prismatiques, allongés, et possèdent très rarement des faces terminales nettes. Mais le plus souvent ce minéral est massif, grenu ou fibreux. Le clivage sur {110} est parfait. Le glaucophane forme une série avec le **ferroglaucophane** $Na_2Fe^{2+}_3Al_2[Si_8O_{22}(OH)_2]$.
Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 3 à 3,15; indices de réfraction : np = 1,621, ng = 1,639. Transparent à translucide. L'éclat est vitreux et nacré sur le clivage. Couleur gris bleuâtre à bleu lavande, gris-noir à noire.
Gisements. Constituant de certaines amphibolites, le glaucophane se rencontre parfois dans les calcaires cristallins et dans quelques schistes cristallins. En France, sa

▶ *Photographie d'une lame mince de schiste à glaucophane au microscope polarisant (× 25).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

localité la plus classique est la Pointe-des-Chats dans l'île de Groix (Morbihan).

Riébeckite, $Na_2Fe^{2+}_3Fe^{3+}_2[Si_8O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Les cristaux de riébeckite sont prismatiques et allongés, fortement striés suivant l'allongement. Le clivage est parfait sur {110}. La riébeckite est également massive ou en lamelles radiées. Elle forme une série avec la **magnésioriébeckite,** $Na_2Mg_3Fe^{3+}_2[Si_8O_{22}(OH)_2]$.

Propriétés. Dureté : 4 ; densité : 3,4 ; indices de réfraction : np = 1,693, ng = 1,697. Translucide à opaque ; couleur gris-bleu foncé à noire. Sa variété fibreuse, la *crocidolite*, ressemble à l'amiante.

Gisements. Minéral des roches alcalines (granites alcalins, syénites et surtout leurs pegmatites). De très grands cristaux indistincts viennent de Salto (Corse). La variété crocidolite, partiellement silicifiée, est employée, sous le nom d'*œil de tigre,* en bijouterie ou pour la fabrication d'objets ornementaux. Son principal gisement est à Crikatown (Afrique du Sud).

Crossite, $Na_2(Mg,Fe^{2+})_3(Al,Fe^{3+})_2[Si_8O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Les cristaux sont prismatiques ; mais la crossite est surtout fibreuse, en agrégats massifs, lamellaires ou granulaires. Le clivage est parfait sur {110}.

Propriétés. Dureté : 6 ; densité : 3,12 à 3,21 ; indices de réfraction : np = 1,658, ng = 1,673. Translucide à opaque ; couleur grise ou bleu grisâtre.

Gisements. Elle se rencontre dans les schistes cristallins. On peut citer parmi ses localités Custer (Colorado) et San Benito (Californie).

Eckermannite, $NaNa_2Mg_4Al[Si_8O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

L'eckermannite se présente en agrégats prismatiques. Le clivage est parfait sur {110}. Ce minéral forme une série avec la **ferroeckermannite,** $NaNa_2Fe^{2+}_4Al[Si_8O_{22}(OH)_2]$.

Propriétés. Dureté : 5 à 6 ; densité : 3 à 3,15 ; indices de réfraction : np = 1,61 à 1,64, ng = 1,63 à 1,65. Translucide ; couleur gris-bleu foncé.

Gisements. La ferroeckermannite se rencontre dans les syénites néphéliniques. Ses localités les plus classiques sont Norra Karr (Suède) et Camp Albion (Colorado).

Arfvedsonite, $NaNa_2Fe^{2+}_4Fe^{3+}[Si_8O_{22}(OH)_2]$ - monoclinique

Cette amphibole se présente le plus souvent en agrégats lamellaires ou en masses grenues. Les cristaux sont rares, de faciès prismatiques, aplatis sur (010) ou allongés suivant [001]. Le clivage est facile sur {110}. L'arfvedsonite forme une série avec la **magnésioarfvedsonite,** $NaNa_2Mg_4Fe^{3+}[Si_8O_{22}(OH)_2]$.

Propriétés. Dureté : 6 ; densité : 3,44 à 3,45 ; indices de réfraction : np = 1,687, ng = 1,708. Translucide à opaque ; couleur vert-noir à noire.

Gisements. C'est un silicate fréquent des roches alcalines (syénites à sodalite et à néphélines). Les plus gros cristaux ont été trouvés à Langerdluarsuk et Naujukasik (Groenland), dans la presqu'île de Kola (U.R.S.S.) et à Tirodi (Inde).

▼ Riébeckite *en prismes allongés (Masokani, Hill, Kenya)* [*Londres, British Museum*].



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

■ Doubles chaînes à 3 unités $[Z_6O_{17}]_\infty$ S = 1,58

Xonotlite, $Ca_6[Si_6O_{17}](OH)_2$ - monoclinique

La xonotlite se rencontre en masses lamellaires clivables ou fibreuses. Dureté : 6 ½ ; densité : 2,7 ; indices de réfraction : np = 1,583, ng = 1,595. Sa localité la plus classique est Xonotla (Mexique), qui lui a donné son nom.

■ Doubles chaînes à 3 unités $[Z_6O_{15}]_\infty$ S = 1,75

Elpidite, $Na_2Zr[Si_6O_{15}] \cdot 3H_2O$ - orthorhombique

Très rare en cristaux distincts, l'elpidite est surtout en masses clivables ou fibreuses. Dureté : 7 ; densité : 2,54 ; indices de réfraction : np = 1,560, ng = 1,674. Les meilleures pièces de collection viennent de Narsarsuk (Groenland).

■ Doubles chaînes à 4 unités $[Z_8O_{20}]_\infty$ S = 1,75

Narsarsukite, $Na_4Ti_2O_2[Si_8O_{20}]$ - quadratique

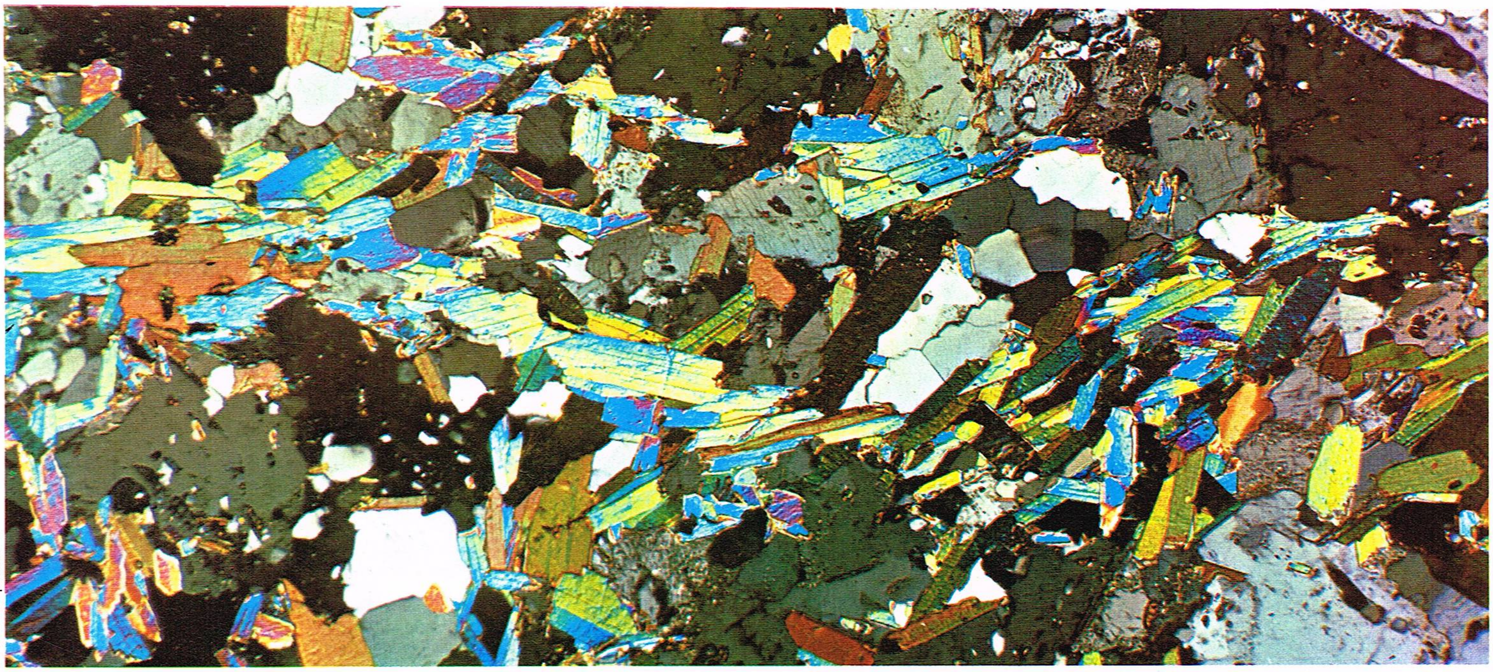
Les cristaux de ce rare silicate sont tabulaires. Le clivage est parfait sur {010}. Dureté : 7 ; densité : 2,7 ; indices de réfraction : np = 1,609, ng = 1,630. Translucide à opaque ; couleur jaune miel ou gris-brun à ocre jaune. Ce minéral a été rencontré dans les pegmatites de Narsarsuk (Groenland).

Neptunite, $KNa_2Li(Fe,Mn)_2Ti_2[O/Si_4O_{11}]_2$ - monoclinique

Les cristaux sont très nets (prismes à base carrée pseudoquadratique) et allongés suivant [001]. Le clivage sur {110} est bon.

Propriétés. Dureté : 5 à 6 ; densité : 3,23 ; indices de réfraction : np = 1,69, ng = 1,74. Faiblement translucide à opaque ; couleur noire avec une patine brillante.

Gisements. C'est un minéral rare des pegmatites alcalines du Groenland. De splendides groupes de cristaux noir brillant, très bien formés, ont été trouvés en association avec la bénitoïde à San Benito (Californie).



Archives photo B

▲ ***Une roche contenant de la* muscovite, *photographiée au microscope à nicols croisés.***

★ *Phyllosilicates*

Les phyllosilicates sont caractérisés par des feuillets simples ayant la structure : $[Z_{2x}O_{5x}]_{\infty}$. Ils comprennent des silicates à 2, 3 ou 4 unités.

■ Phyllosilicates à 2 unités

Sanbornite, Ba$[Si_4O_{10}]$ *- orthorhombique*

La sanbornite se rencontre en plaques épaisses facilement clivables sur (001).

Propriétés. Dureté : 5 ; densité : 3,70 à 3,77 ; indices de réfraction : np = 1,600, ng = 1,625. Transparente à translucide ; blanchâtre, jaunâtre, verdâtre, ou incolore ; éclat perlé sur le clivage.

Gisements. On peut citer les localités suivantes : Mariposa, Fresno et Rush Creek (Californie).

Talc, $Mg_3[(OH)_2|Si_4O_{10}]$ *- orthorhombique*

C'est un minéral très recherché par l'industrie (pharmaceutique, textile, papeterie, céramique, caoutchouc). Il est surtout massif, avec un toucher gras très caractéristique qui a donné naissance à l'adjectif « talqueux ». Les cristaux sont lamellaires avec un clivage parfait. Les formes observées sont presque toujours dues à des pseudomorphoses.

Propriétés. Sa dureté sert à définir le degré 1 de l'échelle de Mohs ; densité : 2,6 à 2,7 ; indices de réfraction : np = 1,54 à 1,55, ng = 1,58 à 1,59. Transparent à translucide ; couleur blanche, verte, grise, brune. La *stéatite* est une variété servant à la fabrication d'objets ornementaux.

Gisements. Ce minéral d'altération est très fréquent ; il se rencontre dans les schistes cristallins peu métamorphiques, les dolomies métamorphiques, et les serpentines magnésiennes. Le gîte de Luzenac (Pyrénées) est l'un des plus grands du monde. C'est de Harford (Maryland, États-Unis) que viennent les plus belles lames feuilletées visibles dans les collections.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ **Pyrophyllite** ***en agrégats lamellaires radiés de l'Oural (Milan, musée d'Histoire naturelle).***

Pyrophyllite, $Al_2[(OH)_2|Si_4O_{10}]$ *- monoclinique*

La pyrophyllite est en masses lamellaires ou fibreuses, radiées ou foliacées. Les cristaux sont tabulaires parallèlement à (010) ou allongés. Le clivage sur (001) est parfait ; les lamelles sont flexibles. La pyrophyllite est souvent employée pour la fabrication de petits objets ornementaux.

Propriétés. Dureté : 1 à 2 ; densité : 2,65 à 2,90 ; indices de réfraction : np = 1,53 à 1,55, ng = 1,59 à 1,60. Transparente à translucide. Blanche ou de couleurs pâles (vert, jaune, brun, gris, bleu, etc.).

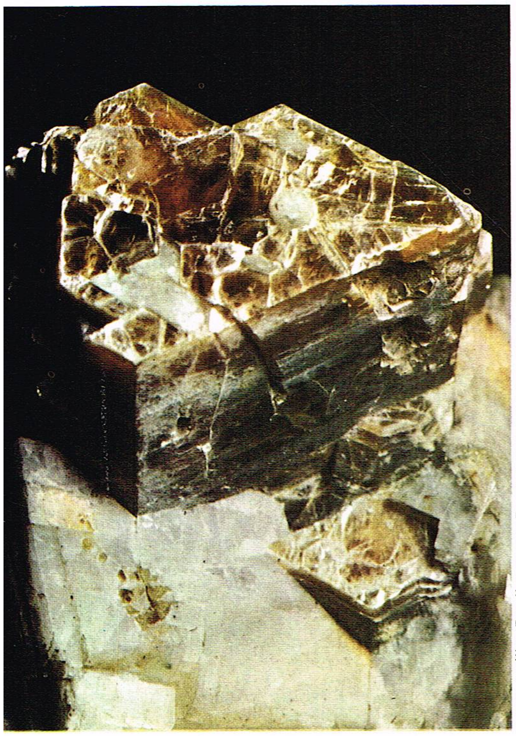
Gisements. Ce minéral provient des roches schisteuses. Parmi ses localités on peut citer Zermatt (Suisse). La variété *pagodite,* massive, est fréquemment utilisée en Chine pour la fabrication d'objets divers.

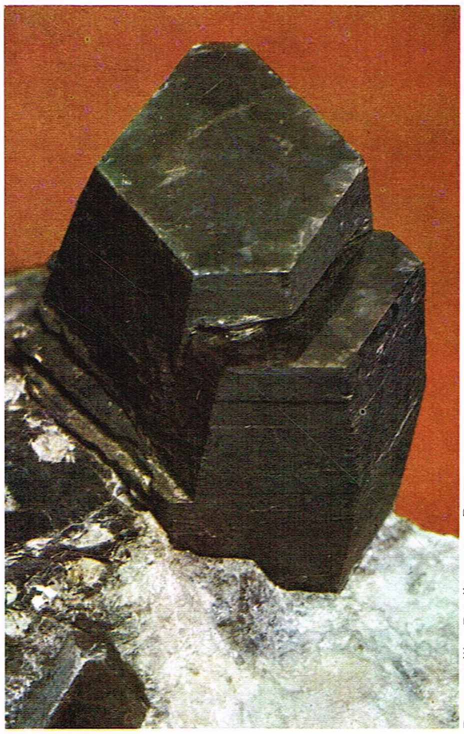
Muscovite, $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$ *- monoclinique*

Les cristaux de muscovite, atteignant parfois plusieurs mètres carrés, sont tabulaires à contour hexagonal ; les faces du prisme sont fortement striées horizontalement. Mais le plus souvent la muscovite se présente en masses clivables, avec un clivage parfait suivant (001), écailleuses, radiées ou palmées. Les cristaux peuvent présenter une forme d'étoile à six branches ou être en lames convexes. Les lames de clivage sont flexibles. La muscovite est le principal « mica industriel » utilisé comme isolant.

Propriétés. Dureté : 2 à 2 $\frac{1}{4}$; densité : 2,76 à 3 ; indices de réfraction : np = 1,552, ng = 1,588. Transparente à translucide. Incolore ou grisâtre, jaune à verdâtre ou rosâtre. La *fuchsite* est vert vif (avec 5 % de chrome).

Gisements. C'est un constituant essentiel des granites des greisens, des micaschistes, des phyllites et d'autres roches riches en aluminium et en potassium. Les plus importants gisements industriels sont situés dans les

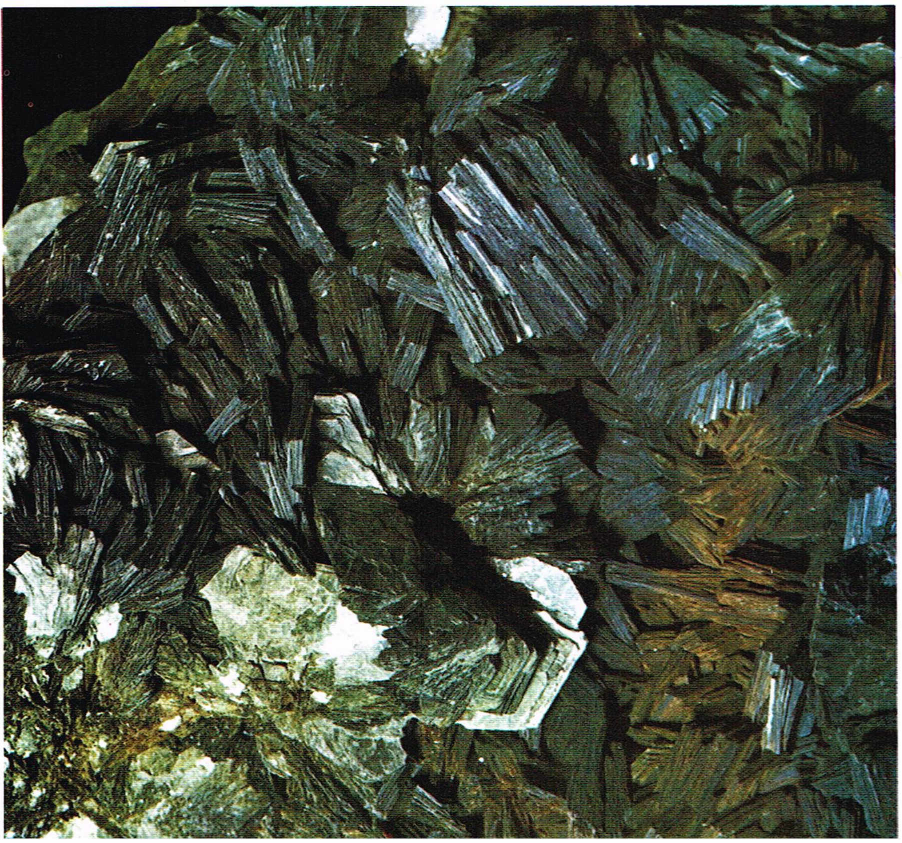




Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *A gauche,* phlogopite cristallisée sur calcite, Franklin Furnace, New Jersey (Londres, British Museum). *A droite,* muscovite en prismes pseudo-hexagonaux provenant de Bamble, Norvège (Londres, British Museum).

▼ *Cristaux de zinnwaldite provenant de Zinnwald (Bohême), localité d'origine de ce minéral (Londres, British Museum).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

pegmatites de l'Inde, du Canada, du Mozambique, de la Caroline du Nord. Les plus belles cristallisations exposées dans les musées viennent de la région de Governador-Valadarès (Brésil), et des pegmatites de Madagascar et de l'Oural.

Phlogopite, $KMg_3[AlSi_3O_{10}](F,OH)_2$ - monoclinique

Ce mica est recherché pour l'industrie ; ses cristaux, en prismes, pseudo-hexagonaux aplatis sur (001) ou en pyramides aiguës très bien formées, atteignent jusqu'à 5 m de diamètre. Comme pour tous les minéraux de ce groupe, le clivage est parfait sur (001).

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3 ; densité : 2,78 à 2,85 ; indices de réfraction : de 1,541 à 1,606. Transparente à translucide ; couleur brune, jaune, marron rougeâtre et gris-blanc ; éclat nacré submétallique.

Gisements. Ce mica est fréquent dans les gîtes métasomatiques de contact avec calcite, dans les pegmatites, dans les roches ignées riches en magnésium et pauvres en fer. D'énormes cristaux métriques ont été trouvés à Madagascar. Les cristaux les mieux formés sont ceux d'Ampandrandava (Madagascar), ceux de North Burgess, dans l'Ontario (Canada).

Biotite, $K(Mg,Fe,Mn)_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$ - monoclinique

La biotite se présente le plus souvent en agrégats écailleux ou lamellaires ; ses cristaux sont aplatis avec un contour hexagonal. Le clivage est parfait sur (001). La variété *manganophyllite* est riche en manganèse et la *lépidomélane* en fer.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3 ; densité : 2,7 à 3,1 ; indices de réfraction : np = 1,58, ng = 1,68. Transparente à opaque ; couleur brune, vert foncé, noire ; lorsqu'elle s'altère, elle peut être rougeâtre, jaunâtre, ou jaune doré vif. L'éclat est submétallique et nacré sur le clivage.

Gisements. La biotite est le mica le plus répandu. Elle est l'un des constituants des granites, des syénites et des diorites ; on la rencontre aussi dans les gneiss, les schistes, les roches métamorphiques et dans certaines roches éruptives. On peut voir dans les collections des cristaux bien formés provenant du Minas Gerais (Brésil), de Franklin Furnace (New Jersey) et de Traversella (Piémont, Italie).

Lépidolite, $KLi_2Al[Si_4O_{10}](F,OH)_2$ - monoclinique

La lépidolite est commune en agrégats lamellaires ou écailleux ; ses cristaux bien formés sont rares avec un faciès prismatique à contour hexagonal ; ces cristaux constituent parfois des groupements en « colonnette » ou en demi-sphère, formés par des empilements parallèles ou concentriques de fines écailles circulaires. Comme chez les autres micas, le clivage est parfait sur (001). La lépidolite est l'un des principaux minerais de lithium.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3 ; densité : 2,8 à 3,3 ; indices de réfraction : np = 1,530 ; ng = 1,556. Transparente à translucide ; éclat nacré sur le clivage ; couleur rose à rose violacé vif, blanchâtre ou verdâtre.

Gisements. Ce mica des granites et des pegmatites contenant des minéraux riches en fluor (topaze, etc.) est associé aux feldspaths et rubellites dans les greisens. De splendides groupes de lamelles hexagonales (ou prismes allongés) viennent du Minas Gerais (Brésil), et de grandes lames violacées de Madagascar. D'importants gîtes de lépidolite existent au Mozambique et en Californie (associés à la rubellite).

Zinnwaldite, $KLiFeAl[AlSi_3O_{10}](F,OH)_2$ - monoclinique

La zinnwaldite se présente en groupes de cristaux enchevêtrés ou flabelliformes. Les cristaux sont aplatis sur (001) et présentent des contours hexagonaux avec un clivage basal parfait (001).

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$ à 3 ; densité : 2,8 à 3,2 ; indices de réfraction : np = 1,54 à 1,56, ng = 1,57 à 1,59. Transparente à translucide ; couleur gris foncé à gris argent, jaunâtre, violet clair ou noirâtre.

Gisements. C'est un mica des granites ou des gneiss à cassitérite formés par pneumatolyse. Sa localité la plus classique est Zinnwald (Bohême).

Bityite, $CaLiAl_2[AlBe_2Si_2O_{10}](OH)_2$ - monoclinique

Ce minéral rare est en rosettes ou en agrégats micassés ; plus rarement en cristaux de plus de 2 mm, ils sont tabulaires et pseudo-hexagonaux. Le clivage sur (001) est parfait.

Propriétés. Dureté : $5\frac{1}{2}$; densité : 3,02 à 3,07 ; indices de réfraction : np = 1,652, ng = 1,661. Transparente à translucide ; incolore à blanche, jaunâtre, brunâtre ; éclat nacré sur les clivages.

Gisements. Découverte associée à la rubellite sur du quartz à Maharitra (Madagascar), on a reconnu la bityite dans l'ouest de l'Australie associée à l'albite et au béryl dans les pegmatites de Londonderry. Le Muséum de Paris conserve les plus beaux échantillons connus.

Kaolinite, $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ - triclinique

La kaolinite se rencontre en masses terreuses ou grenues, en agrégats écailleux, et plus rarement en cristaux petits, indistincts et lamellaires, dont le clivage est facile (001). Le kaolin, utilisé pour la fabrication de la porcelaine

(formant une masse plastique avec l'eau), est un mélange de kaolinite, nacrite, dickite et autres silicates alumineux.

Propriétés. Dureté : 1 ; densité : 2,60 à 2,63 ; indices de réfraction : np = 1,557, ng = 1,566. Translucide ; couleur jaunâtre, verdâtre, bleuâtre ou blanche.

Gisements. C'est un minéral secondaire d'altération des roches très alumineuses (granites, porphyres, gneiss, etc.). Les gisements les plus importants sont situés en Chine, en Saxe, en Tchécoslovaquie et en France près de Limoges (gisement de Saint-Yriex dans la Haute-Vienne).

Chrysotile et antigorite, $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ - monoclinique

Ces deux minéraux sont aussi appelés serpentine. Le chrysotile est fibreux ou aciculaire, alors que l'antigorite est lamellaire. Souvent massifs et compacts, ils offrent une certaine analogie d'aspect avec les jades. Lorsqu'ils sont très tenaces, ils sont utilisés pour imiter ces derniers. Ils servent aussi de « réfractaires » en métallurgie. Le « vert antique » est une serpentine contenant de la dolomite et de la calcite. Le chrysotile peut être asbestiforme (amiante). La variété nickélifère est l'un des constituants du minerai de nickel nommé *garniérite*.

Propriétés. Dureté : 3 à 4 ; densité : 2,5 à 2,6 ; indices de réfraction variant entre 1,49 et 1,57 ; translucide. Couleurs très variées : vert clair à vert-noir, rouge-brun, jaune-vert à gris-vert.

Gisements. Ces minéraux se rencontrent dans les schistes cristallins et les roches calcaires. Les gisements sont variés ; parmi les plus classiques citons : Vermon Co. (New Jersey) et Modum (Norvège).

Cronstedtite, $Fe_6[Fe_2Si_2O_{10}](OH)_8$ - monoclinique

La cronstedtite est fibreuse ou en petits cristaux à section triangulaire. Le clivage est parfait sur (001).

Propriétés. Dureté : $3\frac{1}{2}$; densité : 3,34 à 3,45 ; indices de réfraction : nm = 1,80. Translucide à opaque ; de couleur vert-noir à brun-noir.

Gisements. Les plus belles pièces rassemblées dans les collections viennent de Kisbanya (Hongrie) et Przibram (Bohême).

Montmorillonite, $(Al_{1,67}Mg_{0,33}[Si_4O_{10}/(OH)_2]_{0,35}-Na_{0,33}(H_2O)_4$ - monoclinique

Massive, écailleuse, ou friable et grasse ; la montmorillonite est répandue dans les argiles. Sa teneur en eau varie de 12 à 23 %, ce qui provoque de larges variations dans ses propriétés physiques.

Propriétés. Dureté : 1 ; densité : 1,8 à 2,6 ; indices de réfraction : np = 1,48 à 1,56, ng = 1,51 à 1,59. Couleur blanche, grise, rosâtre ou verdâtre.

Gisements. C'est un phyllosilicate secondaire très répandu, formé par altération des silicates ferromagnésiens, des feldspaths calciques, etc. De grandes masses roses proviennent de Montmorillon (Vienne), localité qui a donné son nom à ce minéral.

Vermiculite, $Mg_{2,36}Fe_{0,48}Al_{0,16}[(OH)_2|Al_{1,28}Si_{2,72}O_{10}]_{0,64}-Mg_{0,32}(H_2O)_4$ - monoclinique

La vermiculite se présente en masses foliacées, ou terreuses et friables, assez semblables à des micas altérés. Le clivage est parfait sur (001). La vermiculite est très employée comme isolant thermique.

Propriétés. Dureté : $1\frac{1}{2}$; densité : 2,5 ; indices de réfraction : np = 1,52 à 1,54, ng = 1,54 à 1,56. Translucide ; couleur verdâtre, rougeâtre, jaune d'or à brune. Elle gonfle en s'exfoliant au chalumeau (20 fois le volume primitif).

Gisements. Ce phyllosilicate secondaire est formé par altération des roches ferromagnésiennes.

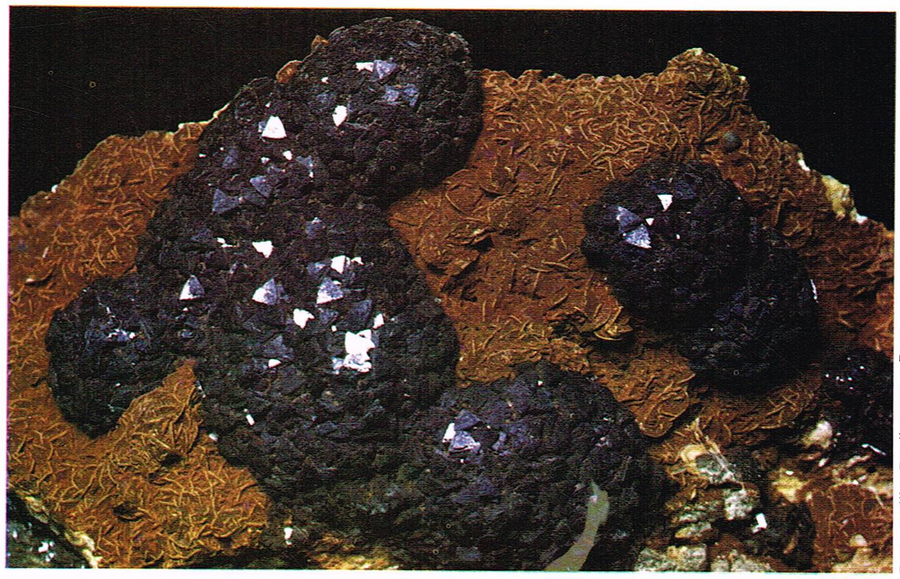
Kammérérite, $(Mg,Cr)_{<3}[(OH)_2|AlSi_3O_{10}]Mg_3(OH)_6$ - monoclinique

La kammérérite se présente en petits cristaux aplatis et pseudo-hexagonaux, prismatiques ou pyramidaux. Le clivage est parfait sur (001).

Propriétés. Dureté : 2 à $2\frac{1}{2}$; densité : 2,64 ; indices de réfraction : 1,58 à 1,60. Transparente à translucide ; d'une belle couleur rouge violacé (assez semblable à celle de l'érythrite).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

Gisements. La kammérérite est associée à l'ouvarovite dans les dépôts de chromite. De jolis cristaux proviennent d'Erzincan (Turquie).

Pennine, $(Mg,Al)_3[(OH)_2|Al_{0,5-0,9}Li_{3,5-3,1}O_{10}]Mg_3(OH)_6$ - monoclinique

La pennine est massive, compacte et assez souvent en cristaux. Le clivage est parfait sur (001). Les lamelles sont flexibles.

Propriétés. Dureté : 2 à $2\frac{1}{2}$; densité : 2,60 à 2,85 ; indice de réfraction : nm = 1,576 à 1,600.

Gisements. La pennine se rencontre dans les serpentines et les schistes cristallins. Les plus beaux cristaux que l'on peut voir dans les collections viennent de Zermatt (Valais, Suisse) et de Hardadinsk (Oural).

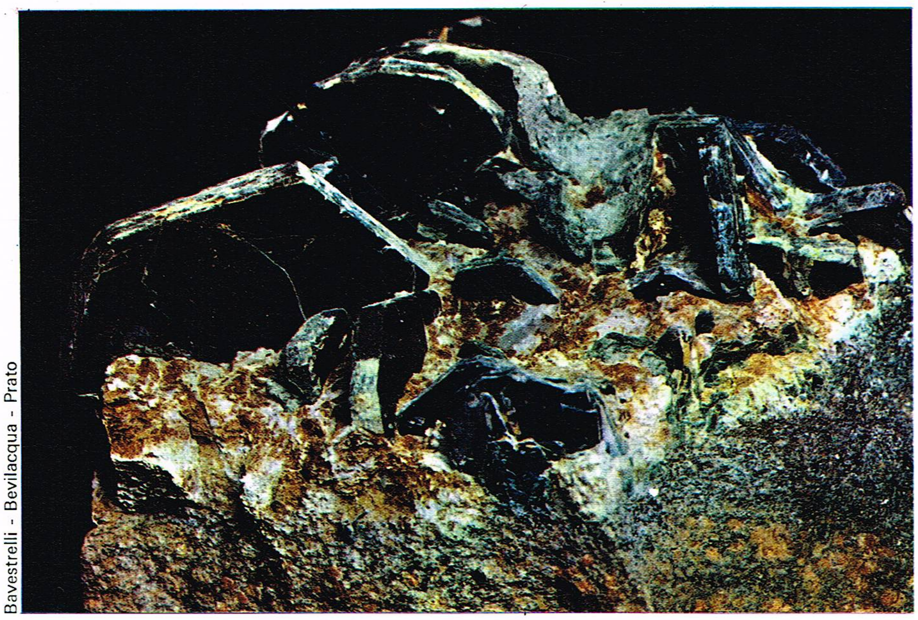
Clinochlore, $(Mg,Al)_3[(OH)_2|AlSi_3O_{10}]Mg_3(OH)_6$ - monoclinique

Massif, le plus souvent granulaire, le clinochlore se présente aussi en cristaux tabulaires ou en bipyramides grossières et fortement striées parallèlement à la face (001). Le clivage est parfait sur (001).

Propriétés. Dureté : 2 à $2\frac{1}{2}$; densité : 2,65 à 2,78 ; indice de réfraction : nm = 1,57 à 1,59. Transparent à translucide ; de couleur vert pâle à vert olive, blanchâtre ou jaunâtre.

Gisements. On trouve le clinochlore dans les serpentines et les schistes. Il se forme par altération des amphiboles et des pyroxènes. C'est de Tilly Foster et de Brewster

▲ En haut*, serpentine (*variété* lizardite) *provenant de Montville, New York. Les variétés massives sont employées pour la fabrication d'objets ornementaux. En bas, très beau groupe de cristaux sombres de* cronstedtite *de Kisbanya, Hongrie (Londres, British Museum).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ **Clinochlore** *en cristaux tabulaires, associé à de la chondrodite, Tilly Foster, New York (Londres, British Museum).*

(New York) que viennent les meilleures cristallisations. Une belle association avec le grossulaire orangé et le diopside vert pâle venant du Val d'Ala (Piémont) est très recherchée pour les collections.

Palygorskite, $(Mg,Al)_2[(OH)|Si_4O_{10}] \cdot 2\,H_2O + 2\,H_2O$ - monoclinique

Le nom de « carton de montagne » donné à ce minéral illustre bien son aspect : il est en effet formé de fibres microcristallines enchevêtrées qui lui donnent une consistance de tissu plus ou moins rigide.

Propriétés. Dureté : 2 ; densité : 2. De couleur blanche ou grise ou encore jaune.

Gisements. Ce phyllosilicate de formation secondaire est fréquent dans les roches riches en magnésium. Une des localités les plus classiques est Fischtel (Bavière), où la palygorskite est associée à la magnétite et à l'apatite.

Sépiolite, $Mg_4[(OH)_2|Si_6O_{15}] \cdot 2H_2O + 4H_2O$ - orthorhombique

La sépiolite forme des masses légères, très poreuses et arrondies.

Propriétés. Dureté : 2 à $2\frac{1}{2}$; densité : 1,5 à 2 ; indice de réfraction : nm = 1,52 à 1,53. Opaque, blanche, elle est utilisée sous le nom d'« écume de mer » pour la fabrication de pipes et de petits objets ornementaux.

Gisements. Ce phyllosilicate d'origine secondaire se rencontre dans des dépôts sédimentaires. La localité la plus classique est Serisan, Eskicheir (Anatolie, Turquie).

Gyrolite, $Ca_2[Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$ - rhomboédrique

La gyrolite est le plus souvent massive, lamellaire, à structure radiée formant des boules pouvant mesurer 3 cm de diamètre. Le clivage des lamelles est parfait sur (0001).

Propriétés. Dureté : 3 à 4 ; densité : 2,34 à 2,45 ; indices de réfraction : np = 1,536, ng = 1,549. Transparente à translucide, blanchâtre ou jaunâtre.

Gisements. Ce silicate de formation secondaire est associé à l'apophyllite. Les belles pièces des musées viennent de Poona (Inde), où la gyrolite est associée à l'okénite, la calcite et l'apophyllite dans les cavités d'un basalte. Ce minéral a été rencontré en abondance à Fort Point, San Francisco Co. (États-Unis).

▶ *Page ci-contre, en haut, agrégats de microcristaux de* **chrysocolle** *provenant de Cap Calamita (île d'Elbe). Au centre,* **pyrosmalite** *de Nordmark. Ce groupe est l'un des plus beaux qui soient dans le monde pour cette espèce.*

Chrysocolle, $Cu_4H_4[Si_4O_{10}](OH)_8$

Ce silicate de cuivre est microcristallisé. Il forme des masses fragiles plus ou moins compactes, d'aspect terreux ou porcelainé, des stalactites, ou encore des masses collomorphes ou réniformes. La cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : $2\frac{1}{2}$; densité : 2 à 2,24 ; indices de réfraction : np = 1,46, ng = 1,57. Translucide à opaque ; couleur bleu azur à bleu pâle, bleu-vert à vert émeraude, ou encore brunâtre ou noirâtre.

Gisements. Ce minéral secondaire se rencontre dans les zones d'oxydation des gisements de cuivre situés en climats chauds. Il est associé à la malachite, la pseudomalachite, etc. C'est de Ruwe et Likasi (Katanga) que proviennent les meilleures pièces exposées dans les musées.

Pyrosmalite, $(Mn,Fe)_8[(OH,Cl)_{10}|Si_6O_{15}]$ - hexagonal

La pyrosmalite est le plus souvent massive ou grenue. Ses cristaux sont rares et de faciès prismatique $(10\bar{1}0)$ et (0001), plus ou moins allongés, les cristaux les plus gros étant tabulaires. Le clivage est facile sur (0001).

Propriétés. Dureté : 4 à $4\frac{1}{2}$; densité : 3,06 à 3,18 ; indices de réfraction : np = 1,64, ng = 1,68. Translucide à opaque ; couleur brune, olivâtre ou jaunâtre.

Gisements. Ce phyllosilicate formé par métamorphisme de contact est associé à la hornblende et aux silicates de manganèse. Les plus beaux cristaux viennent de Nordmark (Suède). Le British Museum conserve les plus gros cristaux connus.

Friedélite, $(Mn,Fe)_8[(OH,Cl)_{10}|Si_6O_{15}]$ - hexagonal

La friedélite est cryptocristalline, massive, ou en agrégats lamellaires. Ses cristaux, rares, sont tabulaires. Le clivage est parfait sur (0001). Ce minéral a été employé comme gemme taillée en « cabochon ».

Propriétés. Dureté : 4 à 5 ; densité : 3,04 à 3,06 ; indices de réfraction : np = 1,63, ng = 1,66. Translucide, avec une couleur rouge-brun vif à rose pâle.

Gisements. On trouve ce minéral dans la mine de manganèse d'Adervielle (Hautes-Pyrénées) avec de la rhodonite et à Franklin Furnace (New Jersey) associé à la franklinite, à la willémite et à la zincite.

■ **Phyllosilicates à 3 unités**

Dalyite, $K_2Zr[Si_6O_{15}]$ - triclinique

La dalyite se présente en petits cristaux avec les faces (100), (110), (101), (110) et (111), maclés sur {100}. Les clivages (101) et (010) sont bons.

Propriétés. Dureté : $7\frac{1}{2}$; densité : 2,82 à 2,86 ; indices de réfraction : np = 1,57, ng = 1,60. Transparente et incolore.

Gisements. C'est un phyllosilicate rare des granites alcalins. Elle est associée à l'ægyrine et à l'amphibole. On la rencontre dans l'île de l'Ascension (océan Atlantique).

Okénite, $Ca_2[Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$ - triclinique

L'okénite se présente en masses fibreuses ou en touffes sphériques de fins cristaux flexibles et élastiques. Le clivage est aisé sur (010).

Propriétés. Dureté : 4 à $4\frac{1}{2}$; densité : 2,30 à 2,35 ; indices de réfraction : np = 1,53, ng = 1,54. Transparente et blanchâtre avec un reflet soyeux.

Gisements. Les meilleures pièces de collection viennent des amygdales des basaltes de Poona (Inde), où l'okénite est associée à la gyrolite et à la calcite.

Akermanite, $Ca_2Mg[Si_2O_7]$ - quadratique

Le plus souvent elle est massive ou granulaire ; ses cristaux sont prismatiques et maclés sur {100} et {001}. Le clivage est assez bon sur {001}. La fracture est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 5 à 6 ; densité : 2,92 à 2,96 ; indices de réfraction : np = 1,63, ng = 1,64. Transparente à translucide ; incolore ou verte, brune, grise.

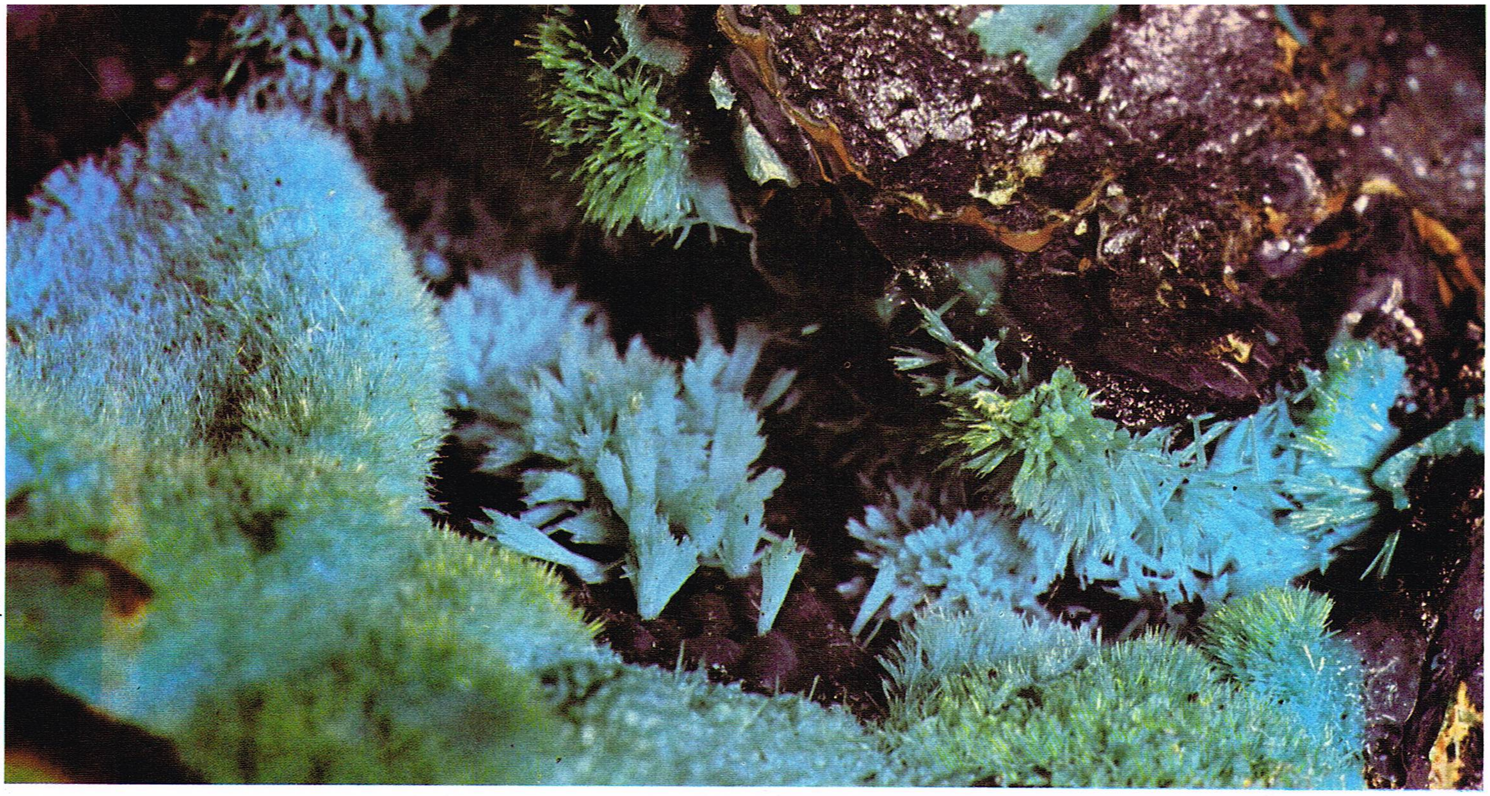
Gisements. Ce minéral provient des calcaires cristallins ou des roches basiques éruptives riches en calcium.

Gehlénite, $Ca_2Al[(Si,Al)_2O_7]$ - quadratique

Les cristaux de gehlénite, aux faces souvent rugueuses, sont prismatiques allongés suivant [001]. Les macles sur {100} et {001} sont signalées. Le clivage sur {001} est distinct. La fracture est conchoïdale. Ce minéral est aussi massif ou granulaire.

Propriétés. Dureté : 5 à 6 ; densité : 2,95 à 3,07 ; indices de réfraction : np = 1,66, ng = 1,67. Translucide à presque opaque ; grise, blanchâtre, brunâtre, verdâtre.

Gisements. On trouve la gehlénite dans les calcaires cristallins et certaines roches éruptives basiques riches en



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

calcium. Des groupes de cristaux centimétriques ont été trouvés à Fiemme (Italie du Nord).

Mélilite, $(Ca,Na)_2(Al,Mg)[(Si,Al)_2O_7]$ ***- quadratique***

Ce phyllosilicate est voisin de l'akermanite et de la gehlénite. Dureté : 5 ; densité : 2,90 à 3,10. Translucide à opaque ; blanchâtre ou grisâtre. Des cristaux bien formés ont été rencontrés au Monte Somma (Vésuve, Italie).

■ Phyllosilicates à 4 unités

Apophyllite, $KCa_4[F|(Si_4O_{10})_2] \cdot 8H_2O$ ***- quadratique***

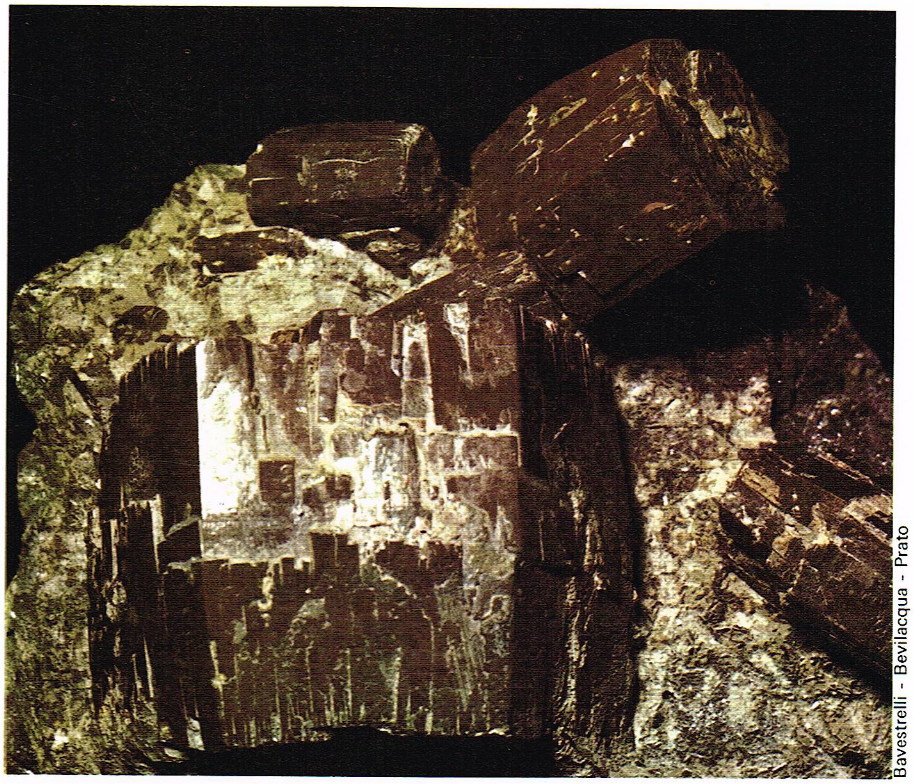
Ce minéral cristallise en prismes pseudocubiques {100} et {001} avec les troncatures {111}, ou en pyramides aiguës {111}, ou encore en cristaux tabulaires sur (001). Le clivage sur {001} est parfait. Associée aux zéolites, l'apophyllite est très recherchée des collectionneurs.

Propriétés. Dureté : 4 ½ à 5 ; densité : 2,3 à 2,4 ; indice de réfraction : 1,535 à 1,537. Transparente à translucide ; éclat vitreux à nacré sur le clivage ; incolore et parfaitement limpide à laiteuse, teintée de vert, de rose et de jaune.

Gisements. Ce phyllosilicate de formation secondaire est associé à la stilbite, la laumontite, la scolécite, etc., dans les cavités des roches basaltiques. Les plus belles pièces de collection viennent de Poona (Inde), du tunnel Das Antas (Rio Grande do Sul, Brésil), d'Andreasberg (Harz, Allemagne) et de Guanajuato (Mexique).

Gillespite, $BaFe[Si_4O_{10}]$ ***- quadratique***

La gillespite se présente en masses compactes ou en grains disséminés dans la roche. Le clivage sur {001} est distinct.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

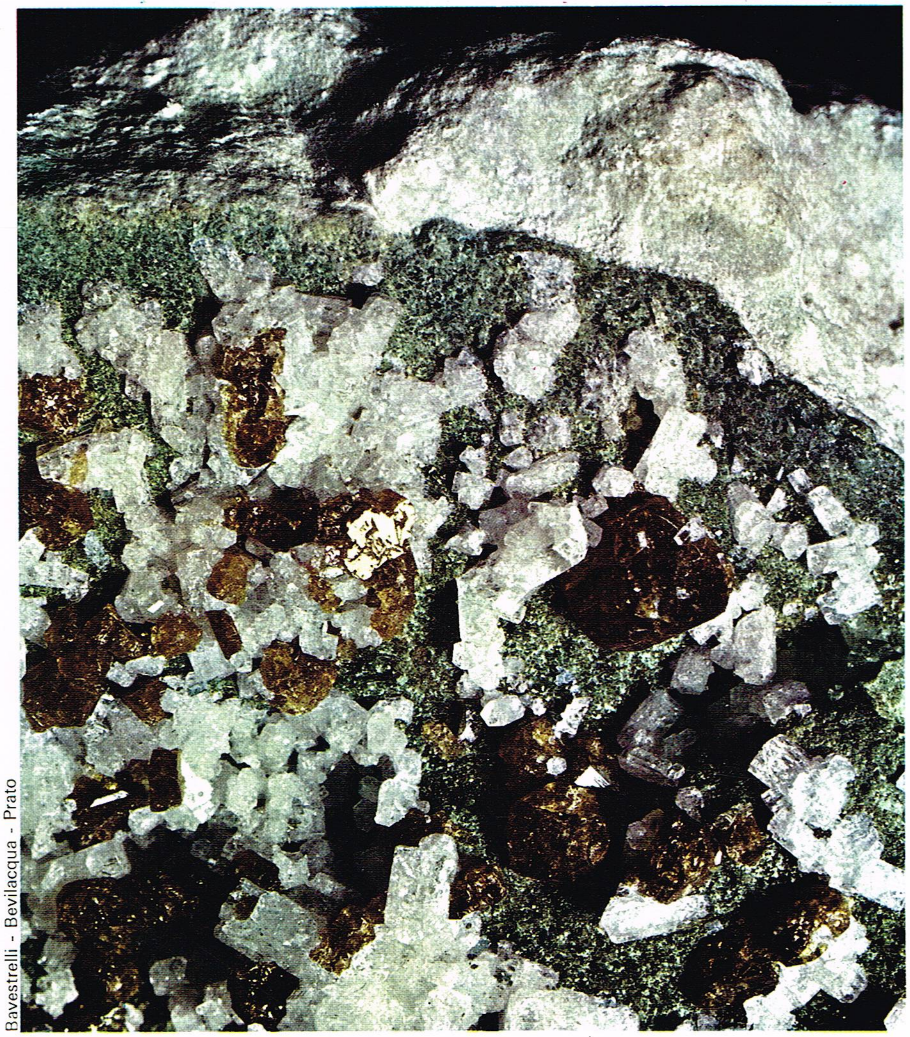


Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

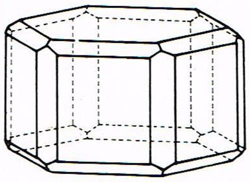


Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ A gauche, un cristal pseudocubique d'apophyllite de Rio Grande do Sul (Brésil). A droite, apophyllite en cristaux aplatis dans une cavité basaltique, Alpes de Siusi, Bolzano (Milan, musée d'Histoire naturelle).



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



I.G.D.A.

▲ *En haut,* **néphéline** *(blanche) cristallisée avec de la* **vésuvianite** *(brune), provenant de Monte Somma, Vésuve. Ci-dessus, forme de cristallisation de* **la néphéline.**



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ **Préhnite** *en cristaux divergents constituant des « mamelons » ou des « selles » à pointements cristallins (Alpes de Siusi, Bolzano) [Milan, musée d'Histoire naturelle].*

Propriétés. Dureté : 3 à 4 ; densité : 3,33 à 3,40 ; indices de réfraction : np = 1,619, ng = 1,621. Translucide, de couleur rouge.

Gisements. Ce minéral est associé au quartz, à la sanbornite et à la taramellite, à Rush Creek, Mariposa (Californie).

Préhnite, $Ca_2Al_2[(OH)_2|Si_3O_{10}]$ ***- orthorhombique***

Les cristaux sont tabulaires avec les faces (001), (010) et (100) ; ils sont souvent empilés en gerbes, en « éventails » ou en « selles », en groupes mamelonnés à surface en mosaïque, ou à pointements indistincts, ou encore fibroradiés. Le clivage des cristaux est facile suivant {001}.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 $\frac{1}{2}$; densité : 2,80 à 2,95 ; indices de réfraction : np = 1,616, ng = 1,649. Transparente à translucide ; vert pâle à vert pomme, gris verdâtre à jaunâtre, blanche ou incolore.

Gisements. La préhnite provient des géodes, des fissures des roches éruptives basiques et des schistes cristallins. Les meilleures pièces de collection viennent de Paterson (New Jersey, États-Unis), de Balme-d'Auris et du Bourg-d'Oisans (Isère), de Val di Fassa (Italie du Nord) et de Beaufort, près de Kimberley (Afrique du Sud).

★ *Tectosilicates*

Les tectosilicates forment des groupes illimités suivant les trois dimensions (charpentes tridimensionnelles).

■ Tectosilicates à deux tétraèdres par sommet commun $[Z_xO_{2x}]$

Néphéline, $KNa_3[AlSiO_4]_4$ ***- hexagonal***

Ce minéral se présente en masses cristallines grenues et en cristaux prismatiques courts avec les faces (10$\bar{1}$0) et (0001). Le clivage est indistinct sur {10$\bar{1}$0} et {0001} ; la cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 5 $\frac{1}{2}$ à 6 ; densité : 2,55 à 2,66 ; indices de réfraction : np = 1,525 à 1,54, ng = 1,53 à 1,546. Transparente à opaque ; incolore à blanchâtre, jaunâtre, verdâtre, grisâtre, rougeâtre à ocre rouge.

Gisements. La néphéline est un constituant des syénites néphéliniques, des phonolites et de certaines basaltes. Les pièces recherchées pour les collections viennent de National Bridge (New York) et du Vésuve (Italie).

Analcime, $Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$ ***- cubique***

Les cristaux sont trapézoédriques {211} et dépassent rarement 15 cm ; cependant l'analcime est aussi massif ou grenu. La cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : 5 $\frac{1}{2}$; densité : 2,2 ; indices de réfraction : n = 1,48 à 1,49. Éclat vitreux, transparent à presque opaque ; couleur rosâtre, grise, jaunâtre ou rougeâtre, également blanche.

Gisements. L'analcime se trouve dans les cavités des basaltes et les géodes des diabases, ainsi que parfois dans les gîtes métallifères et les syénites néphéliniques, comme minéral d'altération de la néphéline. Ses localités les plus classiques sont le Val di Fassa (Italie du Nord), les îles Cyclopes (Sicile) et Copper Falls (lac Supérieur, États-Unis).

Leucite, $K[AlSi_2O_6]$ ***- quadratique pseudocubique***

La leucite est fréquente en cristaux de faciès cubique trapézoédrique {211} : en effet, au moment de sa formation, elle est cubique et devient quadratique en dessous de 600 °C en gardant sa forme originelle. Sa cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 5 $\frac{1}{2}$ à 6 ; densité : 2,47 à 2,50 ; indices de réfraction : np = 1,510, ng = 1,513. Translucide à opaque ; blanchâtre ou grisâtre avec un éclat vitreux.

Gisements. La leucite se rencontre surtout dans les laves riches en potassium et très pauvres en silicium (basaltes à leucite, phonolites, leucitites, etc.). Les plus gros cristaux viennent de Rocca Monfina et Monte Albano (Italie).

Pollucite, $(Cs,Na)[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$ ***- cubique***

Ce tectosilicate rare est le principal minerai de césium. Il se présente en masses vitreuses ressemblant à du quartz carrié ou en cristaux mal formés montrant les faces du trapézoèdre et du cube : {211} et {100}. La cassure est inégale.

Propriétés. Dureté : 6 ½ à 7 ; densité : 2,93 ; indice de réfraction : n = 1,52. Transparente à translucide ; incolore, blanche ou légèrement grisâtre.

Gisements. La pollucite est un minéral des pegmatites granitiques, associé à l'amblygonite, la pétalite (silicate contenant du lithium) et la lépidolite. Les meilleurs cristaux ont été rencontrés à la Grotta d'Oggi (île d'Elbe), associés à la tourmaline rose et au lépidolite. De grandes masses vitreuses viennent de Paris (Maine, États-Unis).

Béryl, $Al_2[Be_3Si_6O_{18}]$ - hexagonal

Cette espèce minérale est maintenant classée parmi les tectosilicates. Elle peut loger dans ses « canaux structuraux » des ions de grande taille, notamment des alcalins (sodium, lithium, césium). Ses cristaux peuvent mesurer plusieurs mètres et peser plusieurs dizaines de tonnes. Les faces prismatiques ($10\bar{1}0$) peuvent être tronquées par ($11\bar{2}0$), et les terminaisons (0001) comportent quelquefois de nombreuses modifications ($10\bar{1}1$), ($11\bar{2}1$), ($21\bar{3}1$), etc. Le béryl peut également former des masses grenues, bacillaires ou radiées ; les prismes sont parfois tordus. La cassure est conchoïdale.

Propriétés. Dureté : 7 ½ ; densité : 2,68 à 2,88 (variant avec la teneur en césium et en autres alcalins) ; indices de réfraction : np = 1,56 à 1,59, ng = 1,57 à 1,60. Transparent à opaque. Variétés de couleur : *émeraude* vert vif un peu bleuté (colorée par du chrome) ; *aigue-marine* bleu pâle à bleu vif et bleu légèrement vert ; *morganite* rose pâle à rose vif et rose violacé ; *héliodore* jaune d'or à jaune verdâtre. Les béryls peuvent également être rouges, incolores, verdâtres, brun-jaune à vert-jaune ou brunâtres.

Gisements. Le béryl est un excellent minerai de béryllium ; les grands cristaux se rencontrent dans les pegmatites granitiques. Les qualités transparentes sont liées à des pegmatites particulières dans lesquelles elles peuvent se rencontrer, dans les druses des filons pegmatitiques eux-mêmes, dans les épontes de ces filons ou à leur voisinage, et (surtout dans les zones de calcaires métamorphiques) au voisinage des granites ou quelquefois des syénites néphéliniques.

La *gîtologie des émeraudes* semble soumise à deux ou trois types de formation assez distincts :

— les gîtes formés par l'intrusion de venues acides (se situant au contact du domaine pneumatolytique et du domaine hydrothermal) dans des roches basiques, avec formation de roches de contact à micas noirs ;

— les gîtes mis en place à plus basse température (300 °C) par l'action de fumerolles sur des grès et conglomérats calcaires encaissants, sans réaction exomorphique notable sur les roches encaissantes ;

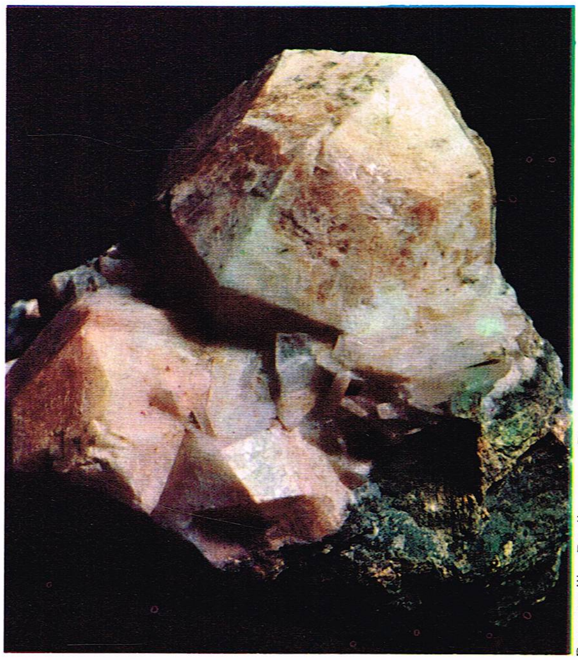
— un autre type de gisement décrit récemment (1972), qui aurait pour origine l'action « métamorphique et métasomatique » d'un filon de pegmatite à



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ Béryl *bleu (aigue-marine) en prismes allongés, Aduntschilon (Oural).*

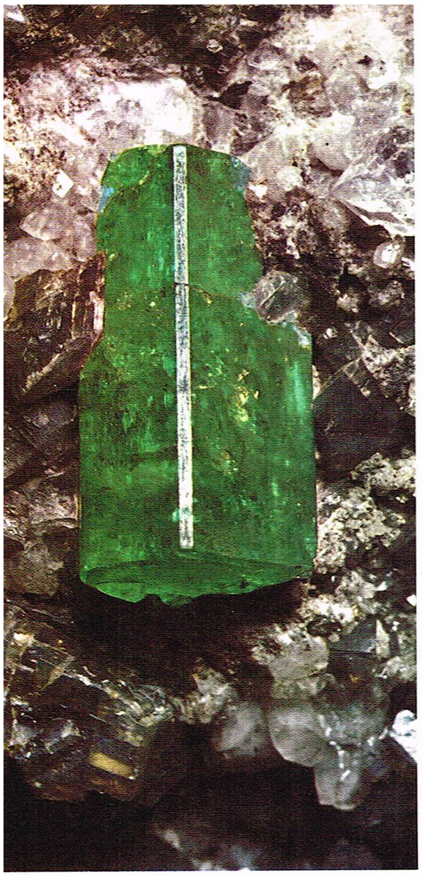
▼ *A gauche,* analcime *rose associée de l'apophyllite, Alpes de Siusi, Bolzano (Milan, musée d'Histoire naturelle).*
A droite, cristal de leucite *avec deux petits rhombododécaèdres de* mélanite *(noire) provenant d'Ariccia, Rome (Milan, musée d'Histoire naturelle).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

tourmaline sur un talc-schiste à magnétite dérivant de roche ultrabasique chromifère.

Les plus belles émeraudes viennent de Colombie (Muzo, Coscuez, etc.) ; elles sont associées à la calcite, la parisite (type de formation n° 2). D'autres mines d'émeraudes ont produit de belles gemmes en Rhodésie (Sandawana), au Brésil (Bom Jésus, Carnaïba), au Pakistan (Swatt), en U.R.S.S. (Takowaja), en Inde (Ajmer).

Les béryls bleus et roses les plus beaux viennent du Minas Gerais (Brésil), de Madagascar, du Mozambique et de Namibie, où ils sont très recherchés comme gemmes.

Cordiérite, $Mg_2[Al_4Si_5O_{18}]$ - orthorhombique

La cordiérite est souvent massive, grenue ; ses cristaux bien formés sont rares, prismatiques avec les faces (001) et (110). Ce minéral est maclé sur {110} ; sa cassure est irrégulière.

Propriétés. Dureté : 7 à 7 ½ ; densité : 2,6 à 2,7 ; indices de réfraction : np = 1,52, ng = 1,53. Transparente à opaque ; couleur bleu vif à bleu-violet, bleu-vert ou grisâtre. Le polychroïsme est très fort et s'observe particulièrement bien dans des directions se coupant à 90° (bleu vif, bleu-violet et gris clair).

Gisements. On rencontre la cordiérite dans les gneiss, les schistes cristallins, ainsi que dans quelques laves et roches métamorphiques. Les variétés transparentes (gemmes) viennent de Madagascar et de Ceylan.

La **sékaninaïte** $_4(Fe,Mg)_2[Al_4Si_5O_{18}]$ est une cordiérite ferrifère. Dureté : 7 à 7 ½ ; densité : 2,75. Indices de réfraction : np = 1,56, ng = 1,57. On rencontre ce minéral dans les pegmatites de Dolny-Bory (Moravie).

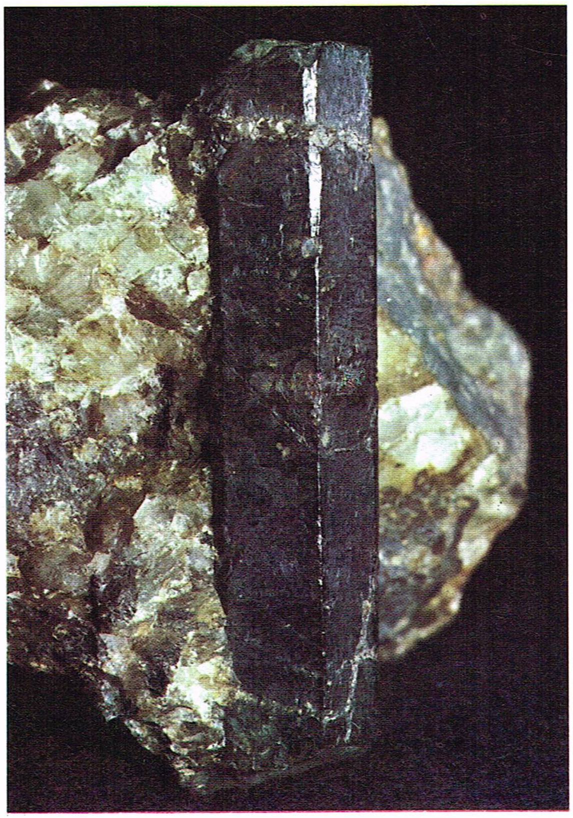
Euclase, $Al^{[6]}Be^{[4]}[OH|SiO_4]$ - monoclinique

L'euclase doit son nom à son clivage parfait suivant (010). Elle n'est connue qu'en cristaux, lesquels sont allongés suivant [001], aplatis sur (100) et très souvent surchargés de facettes.

Propriétés. Dureté : 7 ½ ; densité : 3 ; indices de réfraction : np = 1,65, ng = 1,67. Transparente, incolore à translucide ; couleur verte, bleu aigue-marine, bleu ou vert très pâle. Quelquefois taillée comme gemme.

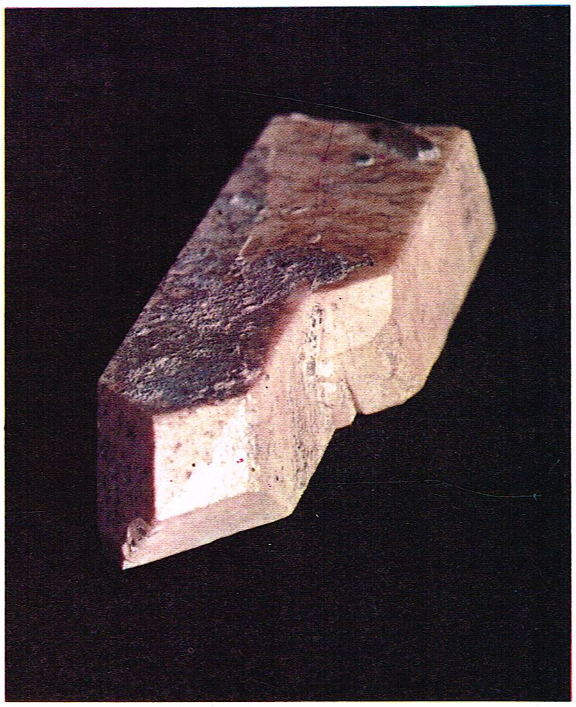
Gisements. Ce tectosilicate rare a été rencontré dans quelques pegmatites, schistes cristallins ou dans des fentes alpines. Les plus gros cristaux connus, associés à la muscovite et l'albite, viennent du Minas Gerais (Brésil).

▲▶ *Ci-dessus, très beau prisme d'émeraude gemme associée au quartz et à la dolomite, Muzo, Colombie (Londres, British Museum). A droite, macle de deux cristaux d'orthose dite « macle de Baveno » (Baveno, lac Majeur).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ **Cordiérite** *en prisme allongé associée à du quartz, Orijärvi, Finlande (Londres, British Museum).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

• *Groupe des feldspaths*

Les feldspaths sont les minéraux les plus répandus ; ils constituent plus de 50 % de l'écorce terrestre. On les classe en deux grands groupes :

— les **feldspaths potassiques** : **orthose, sanidine, microcline, anorthose ;**

— les **feldspaths calco-sodiques,** appelés **plagioclases ;** on distingue les plagioclases sodiques et calciques dont les termes extrêmes sont l'**albite** et l'**anorthite,** et les termes intermédiaires : l'**oligoclase,** l'**andésine,** la **labradorite** et la **bytownite ;**

— un groupe plus rare **(barytique)** est représenté par le **celsian** et l'**hyalophane.**

Orthose, $K[AlSi_3O_8]$ - monoclinique

Le nom orthose a été créé en 1801 par Haüy ; par souci d'antériorité, nous le préférons à son synonyme allemand *Orthoklas* donné par Breithaupt en 1823, par déformation du nom original créé par Haüy et que l'on se doit de conserver dans la littérature d'expression française. L'orthose, très recherché par l'industrie, se présente en masses lamellaires clivables, cryptocristallines, ou en cristaux dont la dimension peut dépasser 2 m. Ceux-ci montrent les faces (001), (010), (021), (110), ($11\bar{1}$) et (130). Les macles sont fréquentes sur {010}, {001} et {021}. Le clivage est facile sur {001} et bon sur {010} et {110}.

Propriétés. Sa dureté sert à définir le degré 6 de l'échelle de Mohs ; densité : 2,56 à 2,60 ; indices de réfraction : np = 1,518 à 1,529, ng = 1,522 à 1,539. Transparente et incolore à opaque ; blanche ou grise, également jaune, rosâtre ou rougeâtre.

Gisements. C'est l'un des constituants des granites, des syénites et des trachytes ; il est rencontré aussi dans les gneiss, les schistes cristallins. Les cristaux géants viennent des pegmatites granitiques (en particulier du Minas Gerais, Brésil). Les cristaux limpides *adulaires* associés à la chlorite et à l'hématite viennent des fentes alpines et sont d'origine hydrothermale. La variété jaune vif se trouve dans le sud de Madagascar. Parmi les pièces les plus recherchées par les collectionneurs, signalons les cristaux maclés de Baveno (Italie du Nord), associés à la fluorite et au quartz.

Sanidine, $K[AlSi_3O_8]$ - monoclinique

Les cristaux de sanidine ont un faciès tabulaire avec les formes simples (001), (010) et (100). Les faces sont rugueuses. Le clivage est bon sur {001}.

Propriétés. Dureté : 6 ; densité : 2,60 ; indices de réfraction : np = 1,52, ng = 1,53. Translucide à opaque, blanche à grisâtre.



C. Bevilacqua

◀ Microcline *vert « amazonite » provenant du Colorado (Paris, École nationale supérieure des mines).*

Gisements. Ce silicate de « haute température » est formé dans les roches porphyriques, volcaniques anciennes ou récentes. La localité la plus classique en France est le Puy-Gros du Sancy (Puy-de-Dôme).

Microcline, K[*AlSi₃O₈*] *- triclinique*

Souvent massif et lamellaire, le microcline est assez rarement en cristaux. Ceux-ci montrent les faces (001), $(1\bar{1}0)$, (110), (010), etc. Le clivage, bon sur {010} et {110}, est facile sur {001}. Le microcline est très recherché par les industries du verre et de la céramique.

Propriétés. Dureté : 6; densité : 2,55 à 2,62; indices de réfraction : np = 1,515 à 1,530, ng = 1,520 à 1,540. Translucide à opaque; couleur blanche à grise, ou d'un beau vert vif à vert pâle pour l'*amazonite*.

Gisements. Le microcline, constituant des granites, syénites, granodiorites et pegmatites granitiques, est associé aux micas, à l'albite et au quartz. Les groupes d'amazonite associée au quartz enfumé de Pikes Peak (Colorado) comptent parmi les pièces les plus recherchées par les collectionneurs. Le plus beau cristal connu d'amazonite, d'un poids de 700 kg et de forme parfaite, est conservé par le Muséum de Paris; il a été trouvé en 1974 dans le Minas Gerais (Brésil).

Anorthose, (Na,K)[*AlSi₃O₈*] *- triclinique*

Les cristaux sont prismatiques, avec un faciès pseudo-orthorhombique. Cependant, l'anorthose se présente plus communément en masses clivables, lamellaires ou granulaires. Le clivage est parfait sur {001} et {010}.

Propriétés. Dureté : 6; densité : 2,58 à 2,62; indices de réfraction : np = 1,518 à 1,526, ng = 1,520 à 1,530. Transparente à translucide. Blanc grisâtre, verdâtre ou jaunâtre.

Gisements. L'anorthose est un constituant de nombreuses roches volcaniques (phonolites, andésites, trachytes). Les pièces exposées dans les musées proviennent de la localité classique de Cripple Creek (Colorado).

Albite, Na[*AlSi₃O₈*] *- triclinique*

L'albite peut être massive, lamellaire, grenue, ou en cristaux tabulaires épais sur (010), avec les faces (110), $(1\bar{1}0)$, (001), $(\bar{1}01)$, etc. Le clivage, parfait sur {001} et {010}, est moins facile sur {110}. Les macles sont communes avec {010} comme plan d'assemblage ou voisin de {001}.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 2,60 à 2,63; indices de réfraction : np = 1,527, ng = 1,535. Transparente et incolore à blanc opaque ou de couleurs grisâtres teintées de rose, bleu et vert.

Gisements. L'albite est l'un des constituants essentiels des granites (et de leurs pegmatites), des rhyolites, des andésites, des syénites; on la rencontre aussi dans les gneiss, les schistes cristallins, etc. Les groupes de cristaux classiques que l'on peut voir dans les collections viennent de Binnen (Suisse), du Tyrol autrichien, et les pegmatites du Minas Gerais (Brésil).

Oligoclase : albite avec 10 à 30 % d'anorthite

L'oligoclase est en cristaux tabulaires ou en masses laminaires.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 2,63 à 2,66; indices de réfraction : np = 1,542, ng = 1,549. Transparente à translucide, incolore, blanche ou grise, avec



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ *Macle de deux cristaux d'orthose dite « macle de Carlsbad », Soriano, Viterbo.*

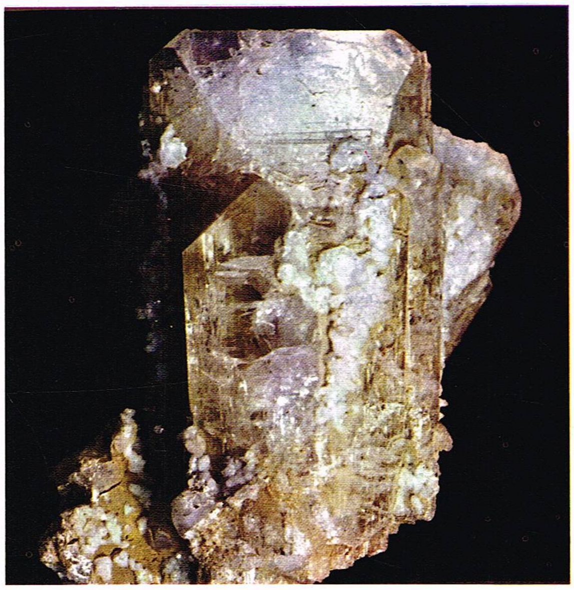
des teintes variées et légères. La *pierre du soleil* est une oligoclase contenant de fines lamelles d'hématite exsolues.

Gisements. Le mode de gisement est voisin de celui de l'albite. Les localités classiques sont Arendal et Tvedistrand (Norvège).

Andésine : albite à 30 à 50 % d'anorthite

Les cristaux sont tabulaires; mais le plus souvent l'andésine est en masses clivables, granulaires ou compactes.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 2,66 à 2,69; indices de réfraction : np = 1,543, ng = 1,551. Transparente à translucide; blanche ou grise.



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *A gauche,* danburite *en prisme orthorhombique montrant la symétrie binaire (San Luis Potosi, Mexique). A droite,* cristal *d'oligoclase provenant de Norway, Maine (États-Unis)* [*Londres, British Museum*].

Gisements. Ce plagioclase est très répandu dans les roches ignées et les roches métamorphiques (charnockites, amphibolites, etc.). Les localités classiques sont Coirons (Ardèche) et Saint-Raphaël (Var).

Labradorite : anorthite avec 30 à 50 % d'albite

Les cristaux de labradorite sont rares et mal formés. Ce minéral se rencontre souvent en masses lamellaires. Le clivage est parfait sur {001} et {010}.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 2,69 à 2,72; indices de réfraction : np = 1,565, ng = 1,572. Transparente à translucide. De couleur grise à brune; la labradorite présente très souvent de très vives irisations colorées.

Gisements. Ce plagioclase est un constituant des gabbros, basaltes, norites, diorites, anorthosites, etc. Sa localité la plus classique est Saint-Paul sur les côtes du Labrador.

Bytownite : anorthite avec 10 à 30 % d'albite

Les cristaux sont tabulaires; la bytownite est plus commune en masses clivables ou granulaires. Le clivage est parfait sur {001} et {010}.

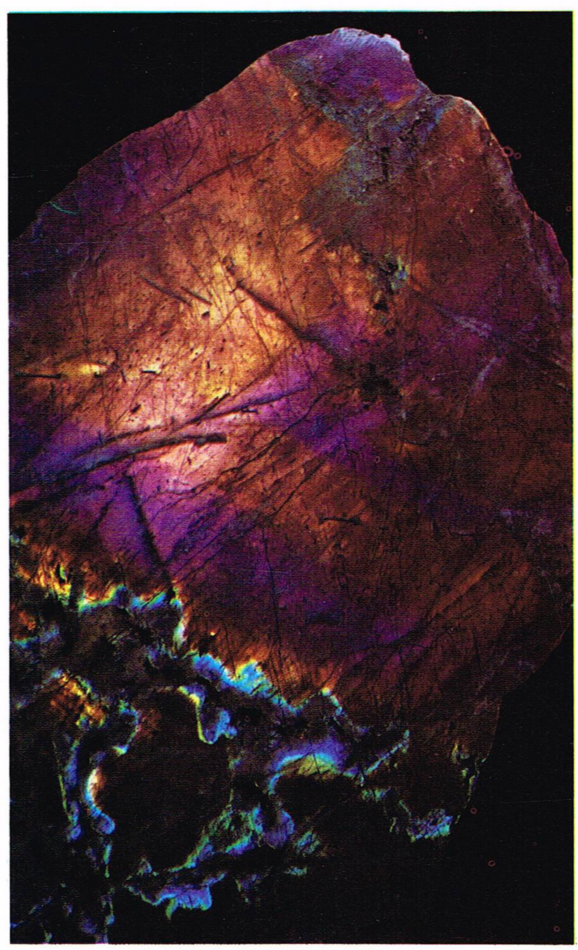
Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 2,72 à 2,74; indices de réfraction : np = 1,56, ng = 1,57. Transparente à translucide. Blanche à grise, avec parfois de vives irisations, comme la labradorite.

Gisements. Ce plagioclase, constituant d'un grand nombre de roches basiques, est également rencontré dans quelques roches métamorphiques. La localité la plus classique pour les belles masses irisées est Ylamma (Finlande).

Anorthite, $Ca[Al_2Si_2O_8]$ - triclinique

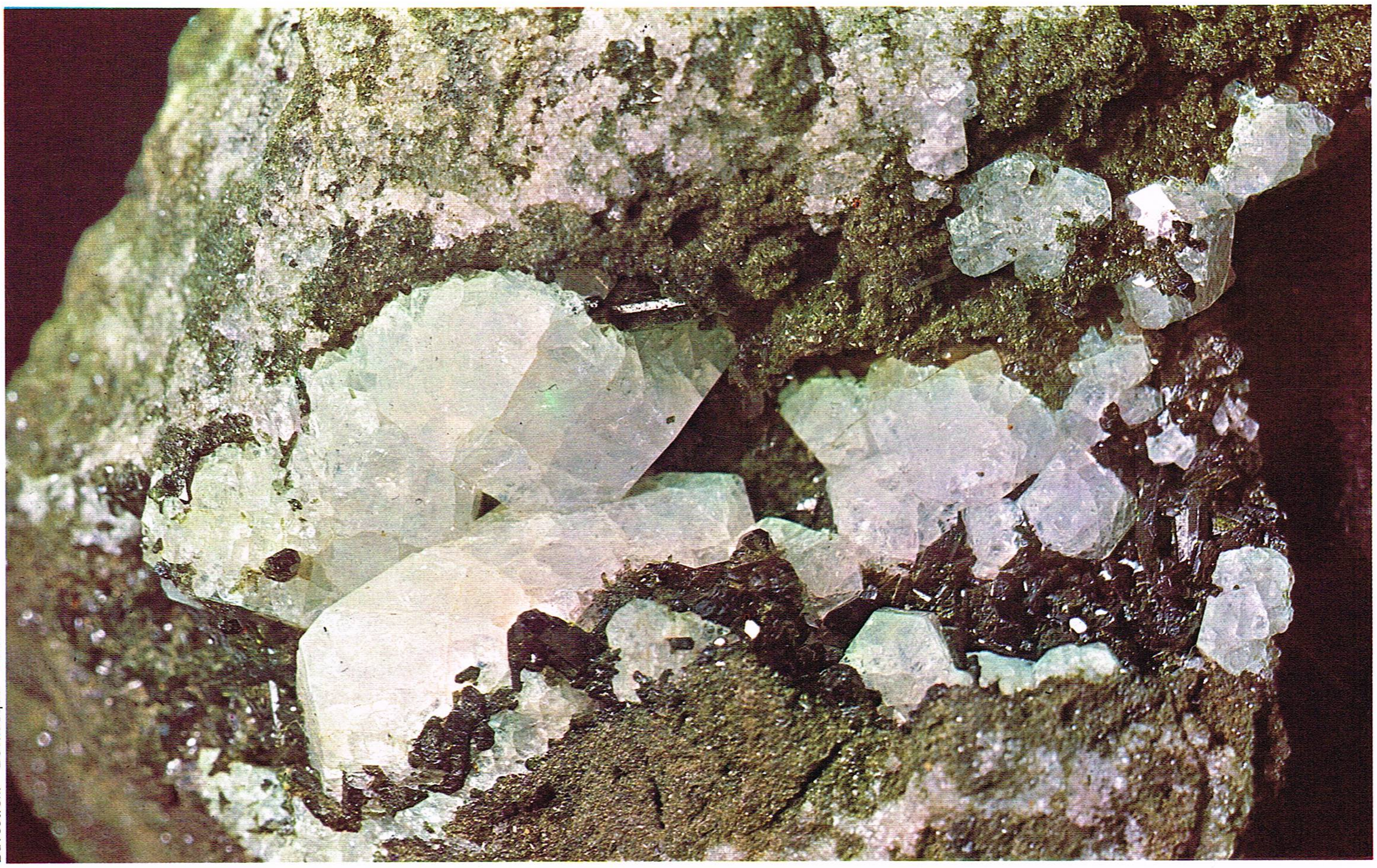
L'anorthite se présente en masses clivables, lamellaires ou grenues. Ses cristaux sont prismatiques, plus ou moins allongés suivant l'axe [001] avec les faces (010), (110), ($\bar{2}01$), ($\bar{1}10$), etc. Le clivage est parfait sur {001} et {010}.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 2,73 à 2,76; indices de réfraction : np = 1,576, ng = 1,590. Trans-



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▶ *Plaque polie montrant les irisations de la* labradorite *de Saint-Paul (Labrador, Canada).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ ***Cristaux de sodalite blanche associée à de l'augite, Vésuve (Londres, British Museum).***

parente à translucide, incolore, blanche ou grisâtre de teintes diverses.

Gisements. L'anorthite est un constituant de nombreuses roches basiques (magmatiques, volcaniques et métamorphiques). Les plus belles pièces de musée viennent de Miyahe (Islande), du Val di Fassa (Italie du Nord) et du Vésuve.

Hyalophane, (K,Na,Ba)**[$Al_2Si_3O_8$] **- monoclinique

Ce feldspath barytique se rencontre parfois en très beaux cristaux limpides à section losangique.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 2,60 à 2,80; indices de réfraction : np = 1,52 à 1,54, ng = 1,525 à 1,545.

Gisements. Les plus belles pièces de collection viennent de Busovaca (Yougoslavie).

Celsian, Ba**[$Al_2Si_3O_8$] **- monoclinique

Le celsian forme des petits cristaux prismatiques ou des masses clivables.

Propriétés. Dureté : 6 à 6 ½; densité : 3,10 à 3,40; indices de réfraction : np = 1,580 à 1,59, ng = 1,59 à 1,60.

Gisements. La localité classique est Caernarvonshire (pays de Galles).

Série des scapolites

On distingue sous le nom de scapolites quatre minéraux. La **marialite** $Na_8[(Cl_2,SO_4,CO_3)|(AlSi_3O_8)_6]$ et la **méionite** $Ca_8[(Cl_2,SO_4,CO_3)_2|(AlSi_3O_8)_6]$ sont les termes extrêmes, et le **dipyre** et la **mizzonite** les termes intermédiaires d'une série continue (Na⇆Ca).

Les cristaux peuvent atteindre 1 m de long; les prismes sont allongés suivant [001] avec les faces (100), (110), (101), (111), (311), etc. Les scapolites sont aussi massives, granulaires ou fibreuses. Le clivage est distinct sur {100} et {110}.

Propriétés. Dureté : 5 à 6; densité : 2,65 à 2,80; indices de réfraction : np = 1,52 à 1,55, ng = 1,56 à 1,58. Les scapolites sont transparentes à opaques, incolores ou grises, roses, jaunes et blanc porcelainé.

Gisements. On trouve ces minéraux dans les géodes des roches volcaniques et dans les gîtes de contact entre les roches acides, alcalines, et les calcaires ou dolomies. Les plus grands cristaux viennent de Madagascar et la rare variété gemme rose de Mogok (Birmanie).

Danburite, Ca**[$B_2Si_2O_8$] **- orthorhombique

Les cristaux sont prismatiques avec les faces (001), (110), (120), (101), (041), etc.

Propriétés. Dureté : 7 à 7 ½; densité : 3; indices de réfraction : np = 1,629, ng = 1,636. Transparente et incolore ou encore opaque et blanche, jaune ou brunâtre.

Gisements. La danburite se forme dans les dolomies et les gneiss. De jolis cristaux limpides viennent de Charcas, San Luis Potosi (Mexique).

Sodalite,** $Na_8[(Cl_2|(AlSiO_4)_6]$ **- cubique

La sodalite est souvent massive et grenue. Ses cristaux sont dodécaédriques {110}; la macle suivant {111} leur donne une apparence hexagonale.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6; densité : 2,15 à 2,30; indice de réfraction : 1,48. Transparente à translucide. Incolore, blanche ou jaune, rose, bleue et très rarement violette.

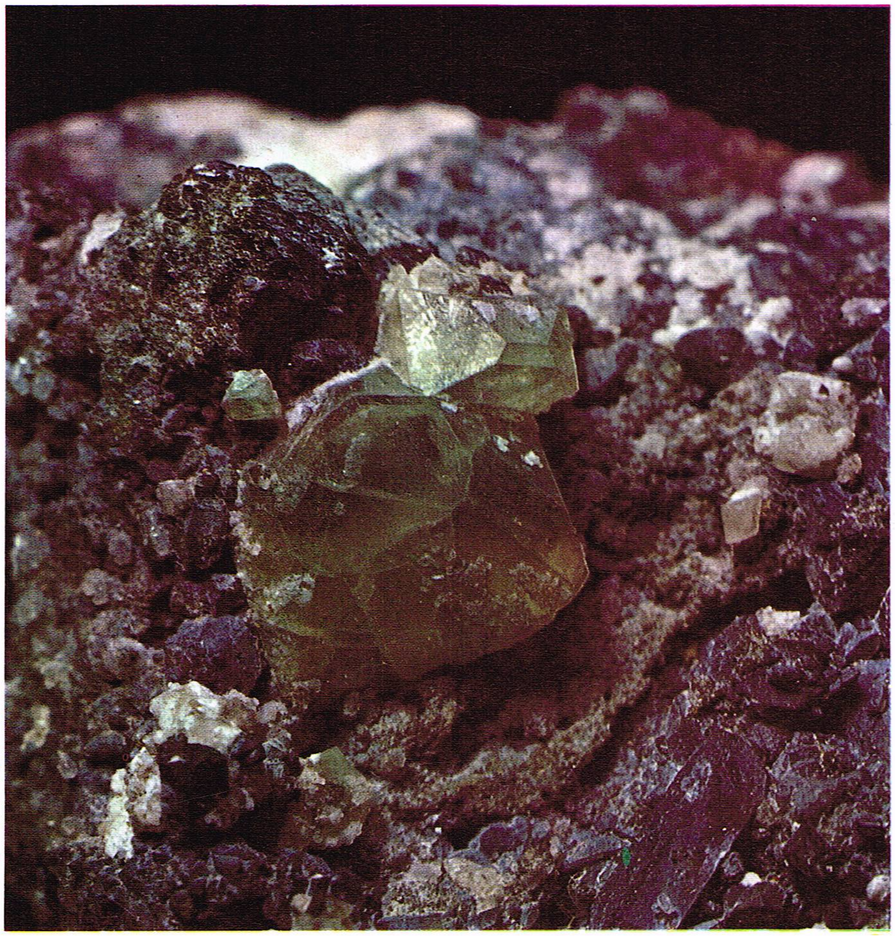
Gisements. La sodalite se rencontre dans les roches éruptives (syénites néphéliniques, etc.). Parmi ses localités classiques on peut citer pour les cristaux : le Vésuve et les îles de Los (Guinée). De très belles masses bleu foncé utilisées en ornementation viennent d'Afrique du Sud, du Minas Gerais et de Bankroft (Canada).

Haüyne,** $(Na,Ca)_{8-4}[(SO_4)_{2-1}|(AlSiO_4)_6]$ **- cubique

Les cristaux sont dodécaédriques. Le clivage sur {110} est facile.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6; densité : 2,40 à 2,50; indice de réfraction : 1,49 à 1,50. Transparente à translucide, bleu ciel à bleu roi, verdâtre, jaunâtre, incolore ou blanchâtre.

Gisements. On rencontre ce minéral dans des roches à sanidine, et dans les zones de contact des pegmatites avec les dolomites, ou encore en microcristaux dans les



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ **Haüyne** *cristallisée provenant d'Ariccia, Rome (Milan, musée d'Histoire naturelle); ce minéral est ainsi nommé en l'honneur de R. J. Haüy, père de la cristallographie mathématique.*

phonolites et certains basaltes. Les gisements les plus classiques sont le Vésuve (Italie) et l'Eifel (Allemagne).

Lazurite, $(Na,Ca)_8[(SO_4,S,Cl)_2|(AlSiO_4)_6]$ ***- cubique***

C'est le constituant essentiel du lapis-lazuli. Ses cristaux sont dodécaédriques et ne dépassent que rarement 3 cm. Les masses d'un bleu soutenu sont très recherchées comme gemmes depuis 6 000 ans pour la fabrication de petits objets ornementaux.

Propriétés. Dureté : 5 ½ à 6; densité : 2,40 à 2,45; indice de réfraction : 1,50. Opaque, bleu foncé à bleu roi ou bleu légèrement violacé.

Gisements. La lazurite, associée à la pyrite et à la calcite, se forme au contact de calcaires métamorphiques avec des roches alcalines, et de leurs pegmatites. Les plus beaux cristaux connus viennent de Sar-e-sang (Afghanistan) et sont conservés dans la collection de minéralogie de l'université de Paris VI. Le lapis-lazuli vient aussi du lac Baïkal et du Chili (Ovalle).

● ***Groupe des zéolites***

Les minéraux de ce groupe sont fusibles au chalumeau avec bouillonnement. L'eau est liée de façon lâche, et ces minéraux ont la propriété de perdre cette eau *sans destruction de leur réseau* et ensuite de se réhydrater en atmosphère humide. Leurs densités, indices de réfraction et biréfringences sont faibles.

Natrolite, $Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$ ***- orthorhombique (mésotype)***

Ce minéral se présente en prismes allongés (pseudoquadratiques) avec les faces (110), (111) et parfois (010), (001) et (10.11.11). Les cristaux sont également aciculaires ou forment des masses radiées; la natrolite est aussi compacte. Le clivage {110} est parfait.

Propriétés. Dureté : 5 à 5 ½; densité : 2,20 à 2,25; indices de réfraction : np = 1,480, ng = 1,493. Incolore et transparente à blanchâtre et translucide.

Gisements. Dans les cavités des roches éruptives, la natrolite provient de l'altération de la néphéline, de la sodalite et des plagioclases. Au puy de Marman (Puy-de-Dôme), on l'a trouvée en magnifiques gerbes de cristaux dans les cavités d'un basalte. De grands cristaux ont été trouvés à Kolshiy (U.R.S.S.) et à Bound Brook (New Jersey).

Scolécite, $Ca[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$ ***- orthorhombique***

Les cristaux peuvent dépasser 20 cm et ont un faciès voisin de ceux de la natrolite. La scolécite est également massive, fibreuse ou radiée. Le clivage {110} est parfait.

Propriétés. Dureté : 5 à 5 ½; densité : 2,14 à 2,16; indices de réfraction : np = 1,512, ng = 1,519. Transparente à translucide, incolore à blanchâtre.

Gisements. Ce tectosilicate de formation secondaire se rencontre dans les cavités des roches volcaniques et syénitiques. A Poona (Inde) et au Tunnel das Antas, dans le Rio Grande do Sul (Brésil), elle est associée en gerbes à la stilbite, à la laumontite et à l'apophyllite dans les amygdales des basaltes.

Thomsonite, $NaCa_2[Al_2(Al,Si)Si_2O_{10}] \cdot 6H_2O$ ***- monoclinique***

Rare en cristaux prismatiques, elle est surtout massive aciculaire et radiée. Dureté : 5 à 5 ½; densité : 2,3 à 2,4; indice de réfraction : de 1,52 à 1,54. Translucide et blanchâtre. En France, sa localité la plus classique est Pouzac (Hautes-Pyrénées).

Gonnardite, $(Ca,Na)_3[(Al,Si)_5O_{10}]_2 \cdot 6H_2O$ ***- orthorhombique***

La gonnardite se rencontre le plus souvent en petites sphérules fibro-radiées dans les cavités d'un basalte. Dureté : 4 ½ à 5; densité : 2,30; indices de réfraction : np = 1,514, ng = 1,520. Blanche, translucide. La localité la plus classique est Gignat (Puy-de-Dôme).

Édingtonite, $Ba[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 3H_2O$ ***- quadratique***

Cette zéolite est rare. Elle est massive ou en cristaux prismatiques pyramidés. Dureté : 4 à 4 ½; densité : 2,694; indices de réfraction : np = 1,538, ng = 1,554. Transparente à translucide. Incolore à blanche, rose ou grise. Les plus beaux cristaux viennent de Bölet (Suède).

Dachiardite, $(K,Na,Ca_{0,5})_5[Al_5Si_{19}O_{48}] \cdot 12H_2O$ ***- monoclinique***

Cette zéolite très rare a été rencontrée en petits cristaux prismatiques maclés dans la pegmatite de San Piero in Campo (île d'Elbe), associée à la rubellite, à la pollucite, à la lépidolite, etc. Dureté : 4 à 4 ½; densité : 2,165; indices de réfraction : np = 1,492, ng = 1,500.

Mordenite, $(Ca,K_2,Na_2)[AlSi_5O_{12}]_2 \cdot 6H_2O$ ***- orthorhombique***

La mordenite se rencontre le plus souvent en touffes de cristaux aciculaires ou en masses fibreuses, ou encore en tout petits cristaux prismatiques. Localités classiques : dans les cavités basaltiques de l'est de l'Islande et à Poona (Inde). Dureté : 5; densité : 2,10; indice de réfraction : 1,472 à 1,474. Transparente à translucide, incolore à blanc grisâtre.

Ferriérite, $(Na,K)Mg[Al_3Si_{15}O_{36}] \cdot 9H_2O$ ***- orthorhombique***

La ferriérite se présente presque toujours en agrégats ou en croûtes de petits cristaux aciculaires dans les cavités des basaltes. Les meilleures pièces de collection viennent de Timonchiello (Vicenza, Italie). Dureté : 3; densité : 2,150; indices de réfraction : np = 1,478, ng = 1,482. Translucide; blanche à ocre rouge ou brun-rouge.

Laumontite, $Ca[AlSi_2O_6]_2 \cdot 4H_2O$ ***- monoclinique***

Cette zéolite s'altère facilement et se désagrège en poudre blanchâtre; il convient donc de vernir les cristaux fraîchement extraits des cavités basaltiques (ou des gangues des filons métallifères) si l'on veut les conserver en collection. Les cristaux sont prismatiques et allongés, avec les faces (110), (001) et ($\bar{2}$01).

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4; densité : 2,25 à 2,36; indices de réfraction : np = 1,513, ng = 1,525. Translucide et blanchâtre.

Gisements. Les plus beaux cristaux ont été trouvés à Pine Creek Mine (Californie), dans les cavités des roches

basaltiques de Poona (Inde) et de Das Antas (Brésil), associés à l'apophyllite, la scolécite et la stilbite. Cette zéolite a été trouvée pour la première fois à Huelgoat (Bretagne).

Heulandite, Ca[$Al_2Si_7O_{18}$] · $6H_2O$ - monoclinique (pseudo-orthorhombique)

Le plus souvent massive ou lamellaire, cette zéolite est aussi fréquente en cristaux très bien formés et présentant les faces (010), (001), (110), (201), (021) avec un aplatissement sur (010). Le clivage est parfait suivant {010}.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4 ; densité : 2,18 à 2,22 ; indices de réfraction : np = 1,498, ng = 1,505. Transparente à translucide, incolore ou blanche, rose, rouge brique, grise. L'éclat est très nacré sur le clivage.

Gisements. Cette zéolite est localisée dans les cavités des roches basaltiques et des roches métamorphiques. Les plus beaux groupes cristallisés viennent de Teigarhorn (Islande), de Fort Patrick (Écosse), où ils sont rouge brique, et des îles Kerguélen (océan Pacifique).

Stilbite Ca[$Al_2Si_7O_{18}$] · $7H_2O$ - monoclinique (pseudo-orthorhombique)

Les cristaux de stilbite forment le plus souvent des groupements « en éventail » (axes imparfaitement parallèles). Ce minéral est aussi radié, lamellaire ou globulaire. Le clivage des cristaux est légèrement ondulé sur {010}.

Propriétés. Dureté : 3 ½ à 4 ; densité : 2,094 à 2,205 ; indices de réfraction : np = 1,494, ng = 1,500. Transparente à opaque, éclat nacré sur le clivage ; blanche, rose, grise ou rouge.

Gisements. Cette zéolite est très fréquente dans les cavités des roches basaltiques. Les plus belles pièces de musées viennent de Poona (Inde), Teigarhorn (Islande) et du Rio Grande do Sul.

Épistilbite Ca[$Al_2Si_6O_{16}$] · $5H_2O$ - monoclinique (pseudo-orthorhombique)

L'épistilbite se présente en cristaux tabulaires dépassant rarement 1 cm ou en agrégats radiés. Elle est blanche ou rosâtre. Dureté : 4 ; densité : 2,25 ; indices de réfraction : np = 1,502, ng = 1,512. Elle est associée à l'heulandite dans les cavités basaltiques de l'est de l'Islande et de Nasick (Inde).

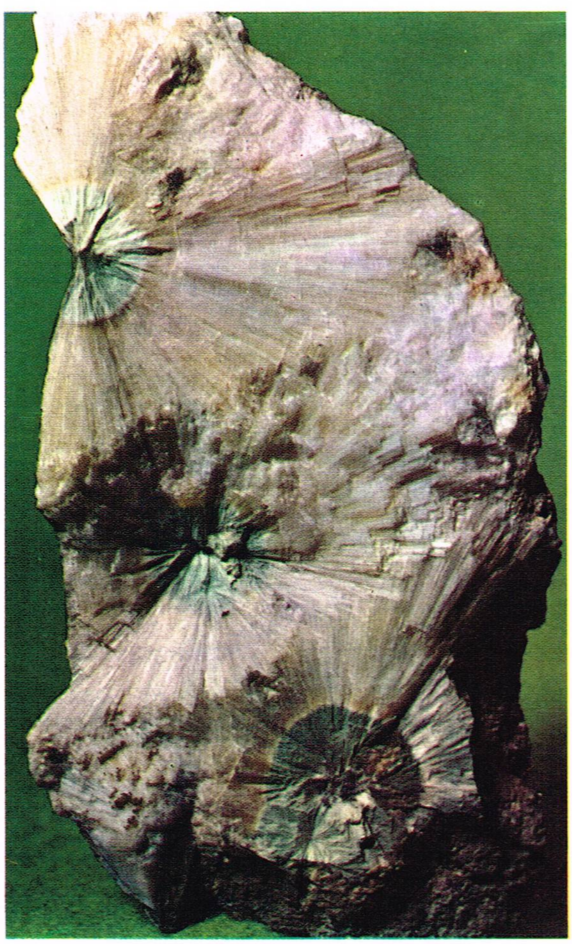
Brewstérite, (Sr,Ba,Ca)[$Al_2Si_6O_{16}$] · $5H_2O$ - monoclinique

La brewstérite forme de petits cristaux prismatiques avec un clivage {010} parfait. Elle est blanc-gris ou rosâtre. Dureté : 5 ; densité : 2,45 ; indices de réfraction : np = 1,510, ng = 1,523. En France, elle a été rencontrée à Saint-Christophe (Isère) et à Barèges (Hautes-Pyrénées).

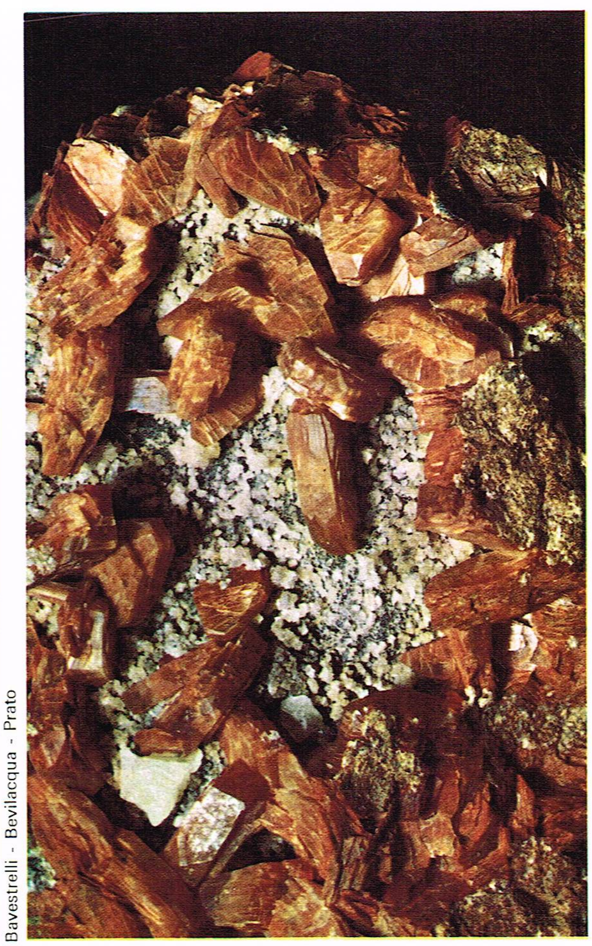


Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *Prismes de scolécite en faisceaux radiés, Rio Grande do Sul (Brésil) [Milan, musée d'Histoire naturelle].*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ *A gauche,* **natrolite** *fibro-radiée (Alpes de Siusi, Bolzano) [Milan, musée d'Histoire naturelle]. A droite,* **heulandite** *cristallisée de Val di Fassa, Trentin.*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

▲ *En haut,* **harmotome** *cristallisée provenant de l'île de Strontian, Argyllshire (Londres, British Museum). En bas, cristaux de* **gmélinite** *rose de Great Nortch, New Jersey (Londres, British Museum).*

Gismondite, $Ca[Al_2Si_2O_8] \cdot 4H_2O$ ***- monoclinique (pseudo-orthorhombique)***

Ce minéral forme le plus souvent des agrégats fibro-radiés blanchâtres ou grisâtres ou des globules sphériques dans les cavités des roches basaltiques. Dureté : 4 ½ ; densité : 2,265 ; indice de réfraction : nm = 1,539. La localité la plus classique est Capo di Bove (Italie).

Phillipsite $KCa[Al_3Si_5O_{16}] \cdot 6H_2O$ ***- monoclinique (pseudo-orthorhombique)***

Les cristaux de la phillipsite sont très souvent maclés suivant {001}. Le clivage est bon sur {001} et {010}. Elle se présente aussi en agrégats blanchâtres et en sphères radiées se rencontrant dans les cavités des roches basaltiques, associée à la chabasie, la calcite et la thomsonite. Dureté : 4 à 4 ½ ; densité : 2,2 ; indices de réfraction : np = 1,498, ng = 1,503. Parmi les localités les plus classiques, on peut citer Capo di Bove (Italie).

Harmotome $Ba[Al_2Si_6O_{16}] \cdot 6H_2O$ ***- monoclinique***

Cette zéolite est très appréciée des collectionneurs. Les cristaux sont maclés en donnant par interpénétration des groupements cruciformes. Le clivage est facile sur {010}.

Propriétés. Dureté : 4 ½ ; densité : 2,45 à 2,50 ; indices de réfraction : np = 1,503, ng = 1,508. Translucide et blanchâtre ou rougeâtre, grisâtre, et jaunâtre.

Gisements. On rencontre ce minéral dans les gangues des filons métallifères et, plus rarement, dans les cavités des roches éruptives. Les plus belles pièces exposées dans les musées viennent de Strontian (Écosse).

Gmélinite, $(Na_2,Ca)[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 6H_2O$ ***- hexagonal***

La gmélinite se présente en cristaux prismatiques bien formés avec les faces $(10\bar{1}0)$ et les terminaisons $(10\bar{1}1)$, $(01\bar{1}1)$ et (0001). Le clivage est parfait sur $\{10\bar{1}0\}$. Dureté : 4 ½ ; densité : 2,04 à 2,17 ; indices de réfraction : np = 1,47, ng = 1,48. Transparente à translucide ; blanche ou rose, verdâtre ou jaunâtre. Elle est associée à d'autres zéolites dans les cavités des roches basaltiques. Les plus beaux cristaux connus viennent de Békiady (Madagascar).

Chabasie, $(Ca,Na_2)[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 6H_2O$ ***- rhomboédrique***

La chabasie se présente le plus souvent en rhomboèdres simples ou maclés suivant {1011}. Le clivage $\{10\bar{1}1\}$ est net. Dureté : 4 à 5 ; densité : 2,08 à 2,16 ; indices de réfraction : np = 1,47, ng = 1,49. Transparente à translucide ; incolore, blanche, rose à rouge brique. Se rencontre dans les amygdales des basaltes et dans les cavités des phonolites. Les belles pièces exposées dans les musées viennent de Bohême et des îles Féroé (au nord de l'Écosse).

■ **Tectosilicates à trois tétraèdres par sommet commun** $[Z_{3x}O_{4x}]$

Phénacite, $Be_2[SiO_4]$ ***- rhomboédrique***

La phénacite se présente soit en prismes allongés suivant l'axe [0001] avec les faces $(11\bar{2}0)$, $(10\bar{1}1)$, $(01\bar{1}2)$, soit en cristaux lenticulaires dont les faces prismatiques sont peu développées avec de nombreuses facettes $(11\bar{2}0)$, $(01\bar{1}2)$, $(11\bar{2}3)$, $(21\bar{3}4)$, etc.

Propriétés. Dureté : 7 ½ à 8 ; densité : 2,96 à 3,01 ; indices de réfraction : np = 1,655, ng = 1,670. Transparente à translucide ; incolore ou rosâtre. Cassure conchoïdale à inégale.

Gisements. Ce tectosilicate rare des pegmatites et des schistes cristallins est parfois associé à l'émeraude et au chrysobéryl dans les roches à micas noirs formées au contact d'intrusions acides et des roches basiques encaissantes. Les plus belles pièces de collection viennent de San Miguel de Piracicaba (Brésil), de Kragerõ (Norvège) et de Takowaja (Oural).

Willémite, $Zn_2[SiO_4]$ ***- rhomboédrique***

Les cristaux sont prismatiques avec les faces $(10\bar{1}1)$, $(01\bar{1}2)$, $(11\bar{2}0)$; la willémite forme aussi des agrégats



fibreux, granulaires ou mameionnés, à pointements cristallins indistincts. Le clivage est bon sur (0001).

Propriétés. Dureté : 5 ½; densité : 3,90 à 4,15; indices de réfraction : np = 1,69, ng = 1,72. Transparente à translucide, blanche, bleue, verte ou jaune. Fortement fluorescente en jaune-vert aux rayons ultraviolets.

Gisements. Ce tectosilicate des zones d'oxydation des gîtes de zinc est associé à la smithsonite et l'hémimorphite. Il a aussi été rencontré en gros cristaux dans le gîte de Franklin (New Jersey), associé à la zincite et à la franklinite.

■ Tectosilicates intermédiaires entre ceux ayant 2 tétraèdres et ceux ayant 3 tétraèdres par sommet commun

Eudidymite, $Na_2Be_2[Si_6O_{15}] \cdot H_2O$ ***- monoclinique***

Les cristaux de ce minéral rare sont tabulaires avec des macles fréquentes. Elle est transparente et incolore à translucide et blanchâtre. Dureté : 6; densité : 2,55. Indices de réfraction : np = 1,54, ng = 1,55. L'eudidymite a été rencontrée dans les syénites du Langesfjord (Norvège) et de Narsarsuk (Groenland).

Épididymite, $Na_2Be_2[Si_6O_{15}] \cdot H_2O$ ***- orthorhombique***

Ce minéral est en cristaux orthorhombiques; il est aussi rare que l'eudidymite, dont il a l'aspect et le mode de gisement (Norvège, Groenland). Dureté : 5 ½; densité : 2,55; indices de réfraction légèrement inférieurs à ceux de l'eudidymite.

Bertrandite, $Be_4[Si_2O_7](OH)_2$ ***- orthorhombique***

La bertrandite est surtout massive et granulaire, incolore à blanche. Dureté : 6 à 7; densité : 2,60; indices de réfraction : np = 1,59, ng = 1,60. Ce tectosilicate a été trouvé en petits cristaux tabulaires dans les pegmatites de Pisek (Bohême), à Nantes (Loire-Atlantique) et à La Villeder (Morbihan).

Hémimorphite, $Zn_4[Si_2O_7](OH)_2$ ***- orthorhombique***

L'hémimorphite est un minerai de zinc important. Elle est massive, terreuse, botryoïdale, ou stalactitique (le plus souvent). Ses cristaux, riches de formes : {110}, {010}, {001}, {121}, {301}, etc., montrent des terminaisons différentes aux deux extrémités et sont fréquemment polysynthétiques. Le clivage est facile sur (110).

Propriétés. Dureté : 5; densité : 3,4; indices de réfraction : np = 1,615, ng = 1,635. Transparente à translucide; incolore, blanche ou faiblement teintée de bleu, de jaune ou de vert.

Gisements. Ce tectosilicate est fréquent dans les gîtes plombozincifères. Les beaux groupes cristallisés viennent de Zacatecas et de Chihuahua (Mexique), et d'Ogdensbourg (New Jersey).

Minéraux organiques

Whéwellite, $[Ca(C_2O_4) \cdot H_2O]$ ***- monoclinique***

Ses cristaux sont rares : ce sont des tablettes à contours triangulaires et très transparentes. Dureté : 2 ½; densité : 2,22; indices de réfraction : np = 1,49, ng = 1,65. Les cristaux exposés dans les musées viennent de Saint-Sylvestre (Alsace) et de Burgh (Saxe).

Mellite, $[Al_2C_{12}O_{12} \cdot 18H_2O]$ ***- quadratique***

La mellite se rencontre en bipyramides à base carrée, de couleur jaune miel. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 1,55 à 1,65; indices de réfraction : np = 1,51, ng = 1,54. De grands cristaux ont été trouvés à Toula (U.R.S.S.).

Ambre, ou succin, (78 % C, 10 % O, 11 % H) - amorphe

C'est une résine fossile transparente à translucide, de couleur orangée, jaune-vert à brun de toutes nuances. Elle brûle en dégageant une odeur très agréable. Dureté : 2 à 2 ½; densité : 1,095; indice de réfraction : 1,54. L'ambre est employée depuis la préhistoire pour la fabrication de petits objets ornementaux. Ses gisements les plus importants sont situés sur les rives de la mer Baltique.

BIBLIOGRAPHIE

LACROIX A., *Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'outre-mer,* Librairie scientifique et technique Albert Blanchard, 1962. - PALACHE CH., BERMAN E. et FRONDEL C., *Dana's System of Mineralogy,* John Wiley and Sons, New York, 1941-1962. - STRUNZ H., *Mineralogische Tabellen,* Leipzig, Akademische verlagsgesellschaft, 5ᵉ édition, 1970.

◄ ***Très beau groupe de cristaux d'eudidymite de Langesfjord, Norvège.***

▼ ***Groupe de cristaux d'hémimorphite de Santa Eulalia, Mexique (Londres, British Museum).***



C. Bevilacqua

▶ *Aspect d'une météorite : la* météorite de Tenham *(Londres, British Museum).*

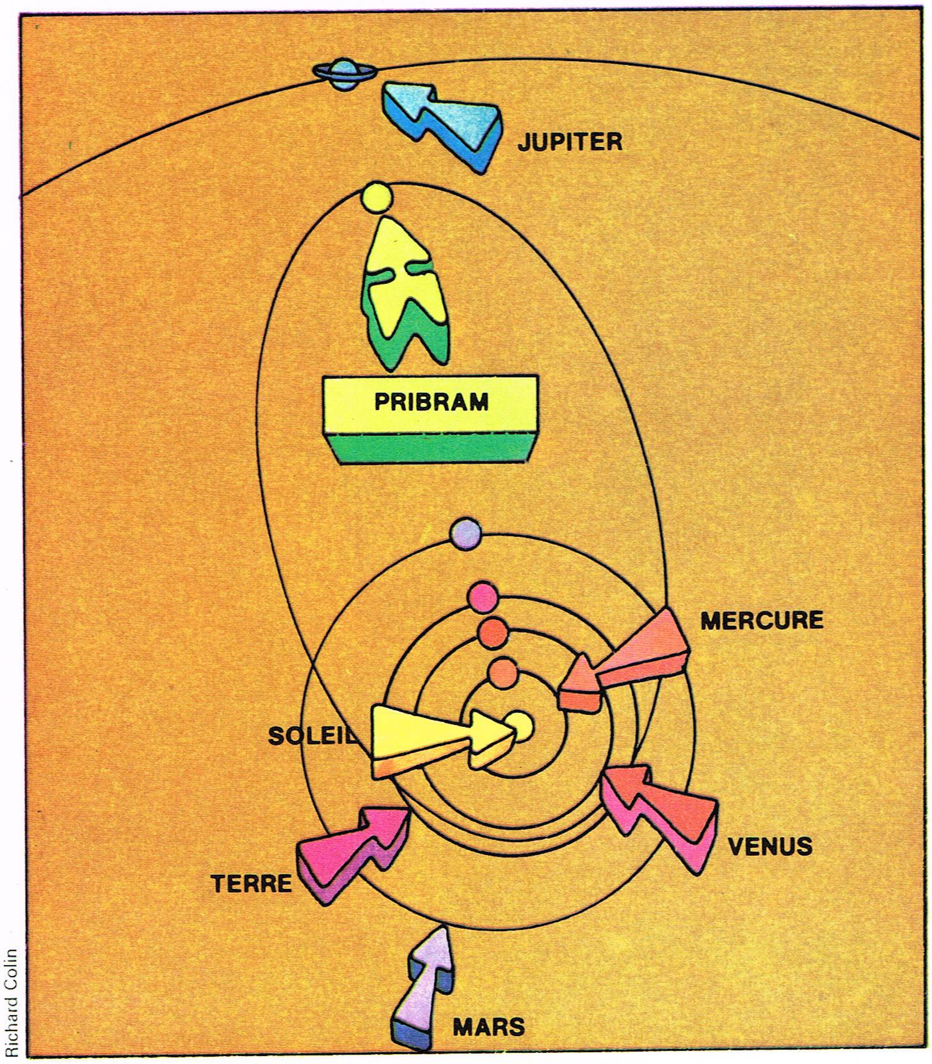


C. Bevilacqua

LES MÉTÉORITES

Les météorites sont des corps solides tombés sur la surface de la Terre et provenant de l'espace interplanétaire. L'intérêt majeur de l'étude des météorites se situe dans la possibilité d'y rechercher des indications sur la formation des planètes et d'étudier l'origine du système solaire.

▼ *Représentation schématique de l'orbite de la* météorite *de* Pribram.



Richard Colin

L'étude des météorites concerne les scientifiques de plusieurs disciplines :

— l'astronome qui cherche à déterminer leurs trajectoires avant l'arrivée dans l'atmosphère terrestre ;

— le minéralogiste qui détermine des minéraux n'existant pas sur la surface terrestre associés à des minéraux communs sur la Terre ;

— le pétrographe qui étudie les associations minéralogiques et leur composition pour essayer d'en déduire le mode probable de formation ;

— le géochimiste qui compare la composition chimique des météorites à celle de la Terre, en présumant que les météorites proviennent de la fragmentation d'un ou de plusieurs corps planétaires analogues à la Terre (voir l'origine des météorites).

Connaissant également, depuis les expéditions vers notre satellite, la composition de certaines roches lunaires, ayant des données approximatives sur la composition du Soleil grâce aux analyses spectrographiques, ces scientifiques essaient d'en déduire la composition du système solaire.

L'estimation de la trajectoire des météorites a longtemps été fondée sur l'observation visuelle du phénomène lumineux qui accompagne l'arrivée dans l'atmosphère. Récemment, des mesures assez précises ont été obtenues par méthode photographique, et surtout par radar, pendant le passage de la météorite dans les régions les plus élevées de l'atmosphère terrestre. Le calcul tend à démontrer que les météorites suivent une orbite elliptique et non hyperbolique, comme quelques études précédentes l'affirmaient. Les météorites appartiennent donc au système solaire et ne sont pas des corps solides provenant d'autres régions de l'espace, comme ce serait le cas si la trajectoire était hyperbolique. La météorite de *Pribram,* tombée dans la nuit du 7 avril 1959, a été photographiée simultanément en deux endroits lors de sa chute ; l'orbite, calculée, correspond à une ellipse passant dans la zone des astéroïdes entre Mars et Jupiter. Les mêmes observations ont été faites pour la météorite de *Lost City* (janvier 1970). Quant aux autres météorites, on peut supposer qu'elles proviennent également de la ceinture des astéroïdes entre Mars et Jupiter.

Il faut faire une distinction entre les météorites dont on observe la chute et les météorites trouvées dans les champs ou sur les sols désertiques et qui ont donc été exposées, parfois pendant des milliers d'années, aux agents atmosphériques. Évidemment, les premières présentent un intérêt primordial car elles n'ont pas eu le temps de subir d'autres altérations que celles provenant de la traversée de l'atmosphère. Savoir reconnaître une météorite parmi toutes les pierres trouvées sur le sol est une tâche difficile pour un profane, surtout en ce qui concerne les météorites pierreuses *(aérolithes).* D'ail-

leurs, celles-ci s'altèrent facilement et se désagrègent souvent avec le temps. Il est plus facile de reconnaître les météorites métalliques *(sidérites)*, qui attirent plus l'attention ; en effet, elles s'altèrent plus difficilement que les pierres. Il s'ensuit que si parmi les météorites trouvées, il y a davantage de sidérites, par contre, parmi les chutes observées, les aérolithes sont plus nombreuses. Certaines météorites contiennent environ moitié de fer, moitié de pierre ; on les appelle *sidérolithes ;* elles sont relativement rares.

Chutes observées et trouvailles de météorites

Catalogue Prior-Hey 1966	Chutes obser-vées	%	Trou-vailles	%	Total	%
Sidérites	61	7	600	55	661	34
Sidérolithes	12	2	61	5	73	4
Aérolithes	766	91	433	40	1 199	62
Total	839	100	1 094	100	1 933	100

Le passage d'une météorite dans l'atmosphère est accompagné d'un phénomène lumineux et acoustique. La traînée lumineuse est produite par la très forte température à la surface de la météorite, devenue incandescente à son contact avec l'atmosphère. Le phénomène lumineux *(météore)* avertissant du passage d'une météorite peut avoir un aspect spectaculaire, surtout la nuit, avec l'illumination intense de toute la région ; le phénomène dure communément une seconde. De jour, on voit le long de la trajectoire une fumée blanche produite par la pulvérisation de la surface de la météorite. Le phénomène visible est accompagné d'un phénomène acoustique : une ou plusieurs détonations ressemblant au grondement du canon sont dues à l'onde de choc formée à l'avant de la météorite.

Le terme propre désignant les corps solides extra-terrestres qui pénètrent dans l'atmosphère est celui de *météoroïdes*. La masse de ceux-ci et leurs dimensions sont faibles ; ils forment la grande majorité des corps circulant autour de la Terre et sont complètement vaporisés dans l'ionosphère et la stratosphère avant l'entrée dans l'atmosphère. Ils se manifestent alors seulement par l'effet lumineux qui accompagne leur vaporisation (étoile filante). Beaucoup de météoroïdes sont formés en majeure partie de substances gazeuses à la température existant à la surface terrestre, mais sont des corps solides dans le froid interplanétaire. Les météoroïdes plus gros, de composition pierreuse ou métallique, et dont la vitesse en entrant dans l'atmosphère est moins élevée, arrivent sur la surface terrestre ; ces corps sont alors appelés *météorites* (le terme est souvent improprement utilisé pour les autres corps solides circulant en dehors de l'atmosphère terrestre).

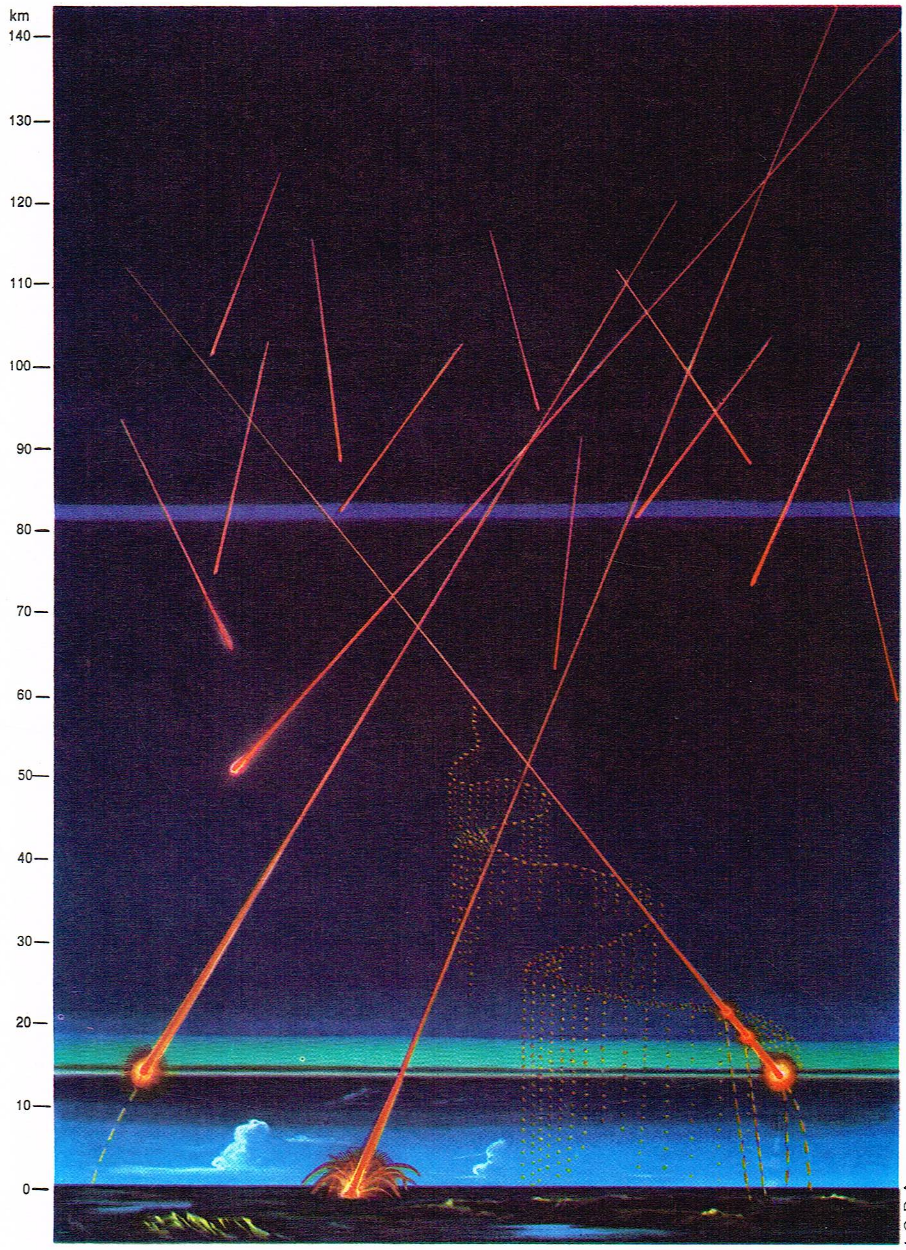
Les météorites subissent une perte de matière pendant la traversée de l'atmosphère. Il arrive que le corps solide éclate ; dans ce cas, au lieu d'une seule pierre, on trouve une série de fragments tombés à l'intérieur d'une zone plus ou moins vaste *(averse de météorites)*. L'explosion est probablement causée par l'énorme différence de pression entre les parties postérieure et antérieure de la météorite en mouvement, ainsi que par les différences de température au niveau de la surface de la météorite qui devient incandescente. Les fragments originaires d'une seule chute sont retrouvés sur une aire de forme elliptique, allongée dans la direction du déplacement de la météorite ; les fragments les plus gros sont concentrés à la partie antérieure. Bien que les météorites tendent à la fragmentation durant l'ultime instant de leur choc dans l'atmosphère, il est possible de trouver des météorites de grande dimension tombées sur la surface terrestre. Les météorites, en tombant sur le sol, creusent souvent un trou au fond duquel on les trouve. Dans les rares cas de météorites de très grande dimension et de poids important (pouvant atteindre quelques dizaines ou centaines de tonnes), il se forme un cratère à la surface du sol.

On trouve deux types de cratères :

— Les *cratères d'impact* se forment dans le cas de météorites relativement petites, ayant des vitesses ne dépassant pas 1 à 2 km/s. Ces météorites provoquent des destructions mécaniques, et le cratère ainsi formé ne dépasse pas un diamètre de quelques dizaines de mètres. L'intérieur d'un cratère d'impact est tapissé de petits fragments de météorites mêlés au sol et de poussière météoritique ; mais la météorite reste à l'état solide.

— Les *cratères d'explosion* se forment dans le cas où la météorite explose au moment de l'impact au sol. Dans les cratères d'explosion on ne retrouvera donc pas la masse principale de la météorite mais seulement quelques fragments. Ces cratères sont plus larges que les précédents : ils ont un diamètre minimal de 100 m. Les explosions provoquent la fusion de la roche sous-jacente.

Ces cratères sont généralement trouvés en groupe : quelques cratères d'impact, un ou deux cratères d'explosion associés à des cratères d'impact. Les cratères isolés sont rares. Il est pratiquement certain que les cratères d'explosion isolés font partie d'un ensemble de cratères météoritiques effacés par l'érosion. L'exemple le plus fameux est probablement le *Meteor Crater* dans l'Arizona ; il s'agit d'une dépression presque circulaire de 1 200 m de diamètre et de 175 m de profondeur avec, tout autour, un bord relevé de 50 m. A l'intérieur de ce cratère, on a trouvé des dizaines de milliers de petits fragments de fers météoritiques ; les grès qui ont supporté l'impact ont été fortement choqués ; les grains de quartz qui



I.G.D.A.

▲ ***Schéma de la trajectoire des météorites : en haut, météoroïdes qui se sont complètement consumés (étoiles filantes) ; en bas à droite, une météorite qui explose et provoque la chute de nombreux fragments et de poussière météoritique ; au milieu, origine d'un cratère météoritique d'explosion ; à gauche, chute d'une météorite (d'après Krinov).***

▶ *Page ci-contre, en haut, le* **Meteor Crater** *(Arizona, États-Unis). Au centre, cannelures aérodynamiques sur la croûte de fusion de la* **météorite de Barwell** *(Londres, British Museum).*

composent ce grès montrent des structures planaires caractéristiques et certains ont été transformés en des formes polymorphes de haute pression à densité beaucoup plus élevée que le quartz (2,65) : la coésite (d = 2,93) et la stishovite (d = 4,30). Ailleurs dans le cratère et sur les bords on a trouvé de la silice vitreuse de densité apparente 2,1 produite par la fusion de la roche durant la forte augmentation de température causée par l'impact de la météorite. Sur un rayon de 10 km autour du cratère, plusieurs milliers de fragments ont été récoltés; le plus gros spécimen pèse 640 kg. Sur la surface de la Terre quelques autres cratères ont une origine météoritique presque certaine; ils sont répartis de manière quelconque à la surface du globe.

Plusieurs critères permettent de reconnaître un cratère météoritique et de le distinguer d'éventuelles formations explosives ou terrestres :

— la forme du cratère,

— la transformation du quartz de la roche qui subit l'impact en minéraux de haute pression (coésite, stishovite),

— la présence de brèches dues aux mélanges de roches variées déplacées lors de l'impact et contenant des minéraux déformés par choc,

— la présence de roches vitrifiées,

— à quelque distance du centre de l'impact la formation de Shattercones : ce sont des figures coniques, particulièrement bien visibles sur des roches calcaires, dont les dimensions sont très variables (du centimètre au mètre) et dont l'angle au sommet varie de 75° à 90°. A la surface de la Terre, l'érosion efface relativement vite les reliefs, de sorte que les cratères d'impact perdent leur rebord caractéristique et que leur cuvette se comble. Ils sont plus difficiles à déterminer sur la Terre que sur la Lune et les critères de reconnaissance des roches choquées sont indispensables pour les identifier. On a ainsi pu reconnaître, par exemple, l'impact de Charlevoix, sur les rives du Saint-Laurent (Québec), et celui de Chassenon, dans le Limousin.

Le nom donné à une météorite est celui de la localité dans laquelle on la trouve; tous les fragments sont attribués à la chute d'un seul corps solide. Par exemple, la météorite de *Pultusk,* tombée en 1868 en Pologne, représente un ensemble de 100 000 pierres environ.

Les critères de classification des météorites sont nombreux; c'est pourquoi il a d'abord été compliqué d'établir un système logique. Les critères susceptibles d'être utilisés sont : la composition chimique, la composition minéralogique, la structure interne et la couleur. Les classifications anciennes dépendaient donc de l'intérêt porté par le chercheur à tel ou tel critère.

La classification que l'on adopte maintenant est basée sur la composition minéralogique et la composition chimique.

Classification des météorites

Les pierres, ou aérolithes :

★ les *chondrites,* classées selon leur composition minéralogique :

- chondrites à enstatite,
- chondrites à olivine et bronzite,
- chondrites à olivine et hypersthène,
- chondrites carbonées;

★ les *achondrites,* classées suivant leur teneur en calcium :

— achondrites pauvres en calcium :
- achondrites à enstatite, ou aubrites,
- achondrites à hypersthène, ou diogénites,
- achondrites à olivine, ou chassignites,
- achondrites à olivine pigeonite, ou ureilites;

— achondrites riches en calcium :
- achondrites à augite, ou angrites,
- achondrites à diopside et olivine, ou nakhlites,
- achondrites à pyroxène et plagioclase : eucrites et howardites.

▶ *Page ci-contre, en bas, à gauche, croûte de fusion d'une aérolithe tombée à Agrigente, en 1853, et présentant des fossettes caractéristiques; à droite, fossettes sur la croûte de fusion qui enveloppe une aérolithe tombée en Moravie, en 1808 (Milan, musée d'Histoire naturelle).*

Les sidérolithes ou lithosidérites, classées suivant la nature du silicate :

— pallasites à olivine,

— sidérophyres à bronzite et tridymite,

— lodranites à bronzite et olivine,

— mésosidérites à pyroxène et plagioclase.

Les fers ou sidérites classés suivant leur structure et leur teneur en nickel :

— hexaédrites avec de 4 à 6 % de nickel,

— octaédrites avec de 6 à 14 % de nickel,

— ataxites riches en nickel (plus de 12 % de nickel).

Caractéristiques morphologiques des météorites

Les dimensions des météorites et plus généralement du matériel solide d'origine extraterrestre sont très variables : on observe des poussières météoritiques millimétriques et des météorites dont la dimension est de l'ordre du mètre.

La plus grande météorite connue, qui constitue un bloc unique, est la sidérite de *Hoba* (Sud-Ouest africain) composée d'un alliage de ferro-nickel; cette météorite est un bloc tabulaire de 3 m de long et de large et de 1 m d'épaisseur; elle pèse environ 60 tonnes. Il existe de nombreux fers météoritiques pesant entre 1 et 30 tonnes. La plus grande pierre météoritique connue est celle d'*Allende* (chondrite carbonée) tombée le 8 février 1969 dans le nord du Mexique, d'un poids de 2 tonnes. C'est la seule pierre connue dont le poids soit supérieur à la tonne. D'autres peuvent atteindre des centaines de kilos; citons *Norton County, Long Island, Paragould, Bjurbole,* Parmi les lithosidérites, quelques pallasites pèsent près d'une tonne et la mésosidérite d'*Estherville* (États-Unis) pèse 200 kg.

Les corps les plus petits provenant de l'espace extraterrestre ont une dimension inférieure au 1/10 de millimètre (poussière météoritique). On distingue deux groupes suivant leur forme :

— d'une part, des corpuscules globulaires avec une cavité interne, qui représentent les petites parcelles de fusion de la surface de la météorite pendant sa traversée de l'atmosphère; ce sont les principaux constituants solides de la fumée que les météorites laissent derrière elles et que l'on observe pendant la chute; les particules de ce type se rencontrent communément dans les sédiments océaniques profonds;

— d'autre part, des fragments de dimensions similaires mais de forme polyédrique irrégulière; ce sont des produits de la fragmentation mécanique de la météorite lors de son impact avec la surface terrestre.

Il existe toutes les transitions des micrométéorites, fragments plus petits, jusqu'à des dimensions de l'ordre du millimètre. La poussière cosmique est une association de très petites particules d'aspect similaire aux micrométéorites, qui tombent continuellement et avec lenteur. Elle est très difficile à distinguer des poussières industrielles.

L'examen d'un grand nombre de météorites donne l'impression d'une grande diversité de formes; on note néanmoins, surtout en ce qui concerne les pierres, une tendance vers des formes arrondies et équidimensionnelles. Les fers météoritiques sont d'aspect plus irrégulier avec des protubérances et des cavités; citons le fer météoritique de *Tucson* (États-Unis), qui présente une cavité de 70 cm de diamètre.

La forme d'origine de la météorite a été modifiée par plusieurs facteurs successifs : l'érosion et les collisions interplanétaires, l'ablation et la fragmentation de la météorite pendant son passage à travers l'atmosphère terrestre, l'impact sur la surface de la Terre et enfin l'altération.

La possibilité de modification de la forme de la météorite par collision avec d'autres objets dans l'espace est généralement admise.

La modification de la forme de la météorite au moment de son passage à travers l'atmosphère est probablement la plus importante quant à la détermination de la forme finale. D'une part, la température très élevée qui se développe par friction à la surface de la météorite, et, d'autre part, l'action mécanique très intense au contact de l'atmosphère aboutissent à l'ablation de matériel puis à la fragmentation de la météorite. L'exemple de la météorite de *Boguslavka* est probablement un cas très spectaculaire de fragmentation avant l'arrivée sur Terre : cette météorite est tombée en Sibérie en deux endroits séparés

d'une centaine de kilomètres ; un morceau pèse 199 kg et l'autre 57 kg ; ces deux masses s'emboîtent très bien l'une dans l'autre et la fragmentation s'est faite le long de deux clivages formant un angle de 90° ; or, *Boguslavka* est une hexaédrite ; elle est donc formée de kamacite, minéral cubique (voir les sidérites). Cette météorite est certainement entrée dans l'atmosphère d'une seule pièce, avant d'être fragmentée le long de ses plans de clivage. Les météorites pierreuses qui sont une association de minéraux divers sont très souvent de forme polyédrique. La modification de la forme de la météorite par ablation dans l'atmosphère est conditionnée par l'orientation de la météorite pendant son passage à travers celle-ci. Si la météorite garde une orientation constante, l'ablation se fera surtout dans les angles, et la forme finale sera conique. Cette variation d'orientation de la météorite dépend de sa forme avant l'entrée dans l'atmosphère. L'ablation peut, dans certains cas, représenter une partie importante de la masse de la météorite.

L'impact au sol a normalement un effet minime sur la forme des petites et moyennes météorites, en rapport avec leur vitesse de chute. Par contre, les grandes météorites explosent véritablement à l'arrivée au sol.

Enfin, l'altération sur Terre modifie la forme des météorites, quoique de façon très variable ; elle accentue les irrégularités ; dans le cas de météorites non homogènes, elle attaque certaines parties plutôt que d'autres. Notons que cette altération dépend de la localisation de l'impact et, par suite, des conditions climatiques.

Pratiquement toutes les météorites ont une croûte de fusion formée pendant la traversée de l'atmosphère terrestre. La nature de la croûte de fusion varie avec la composition de la météorite. Pour la plupart des météorites cette croûte est noire, sauf en ce qui concerne les achondrites à enstatite, où la croûte est incolore ou jaune pâle en raison de l'absence presque totale de fer.

L'étude de la surface de la croûte de fusion permet souvent de déterminer l'orientation de la météorite pendant sa chute :

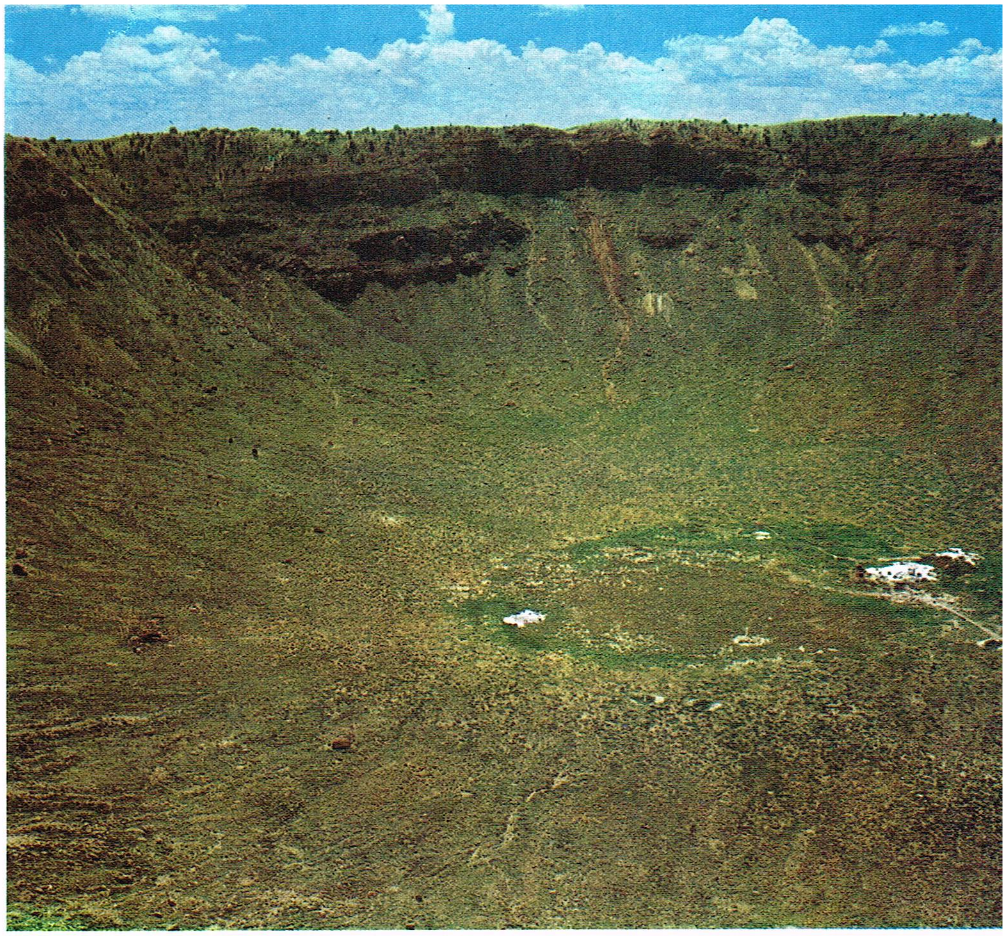
— au niveau de la partie frontale, elle est généralement lisse et ne donne aucune indication de structure ;

— au niveau des parties latérales, elle peut être striée : ces stries indiquent clairement la direction de chute de la météorite ;

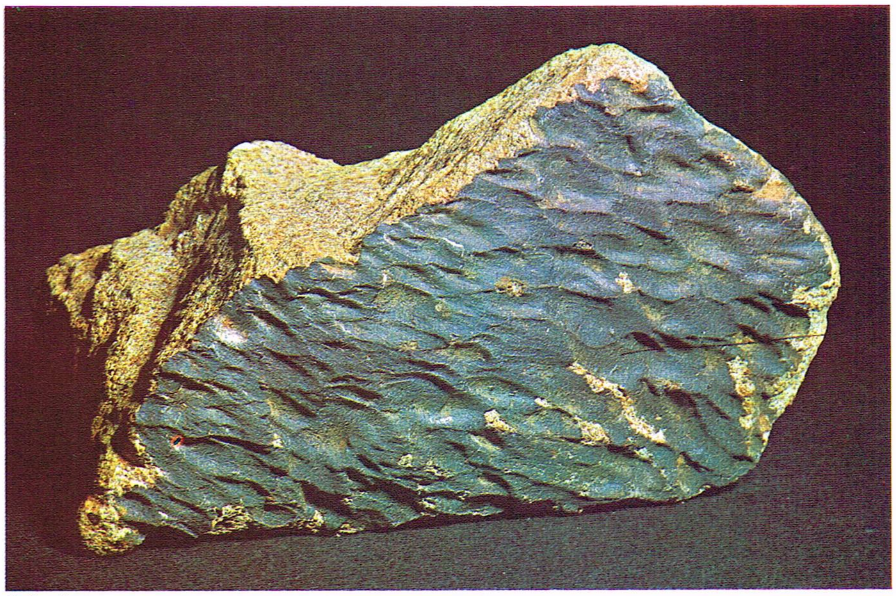
— au niveau de la partie dorsale, la croûte présente des dépressions irrégulières et non orientées qui sont pour la plupart aérodynamiques. Sur la partie dorsale de certaines météorites, des cavités de dimensions souvent considérables sont parfois présentes ; elles sont attribuées à la fusion différentielle ou bien à la combustion des inclusions diverses de la météorite, particulièrement celles formées de sulfure de fer ou de substance carbonée.

Composition chimique et minéralogique des météorites

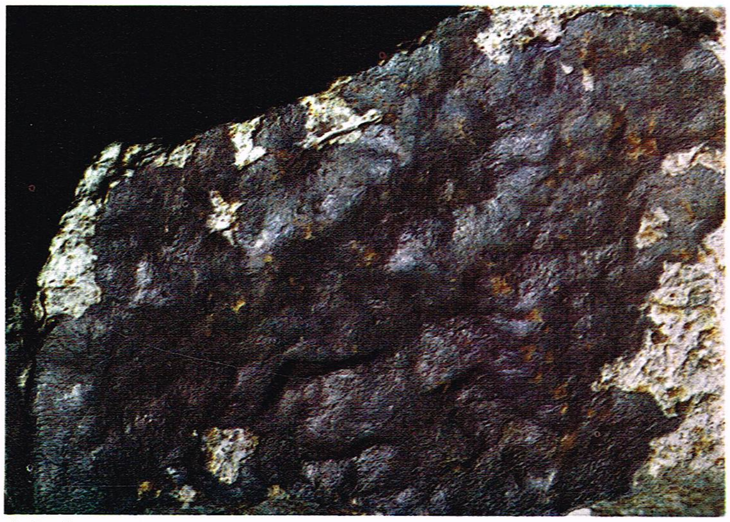
L'analyse chimique des météorites, directement liée aux caractères pétrographiques, peut être la première façon d'identifier et de classer une météorite. Une telle



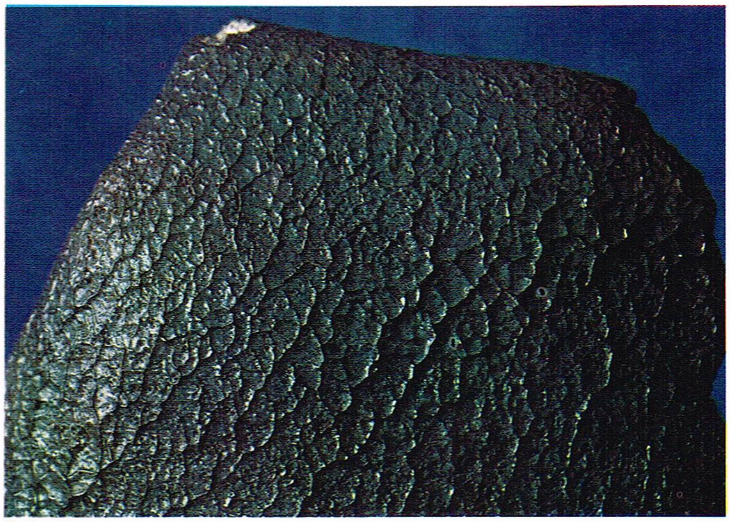
S.E.F.



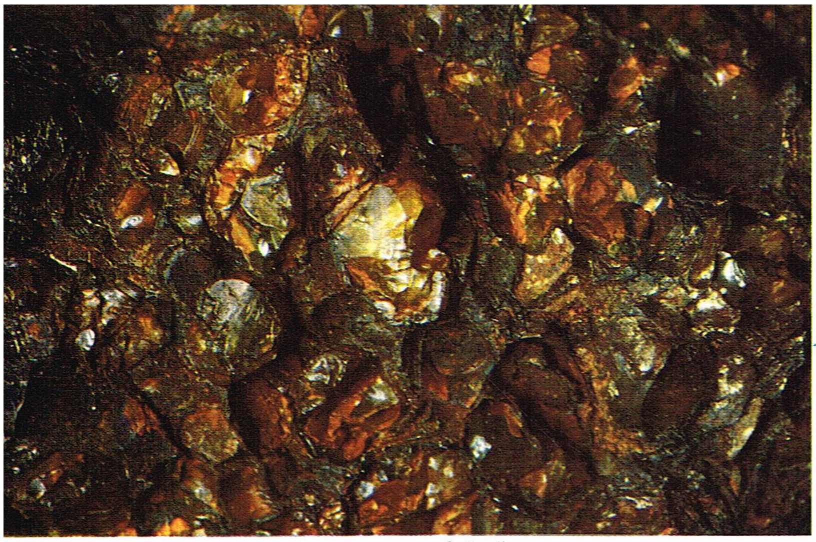
C. Bevilacqua

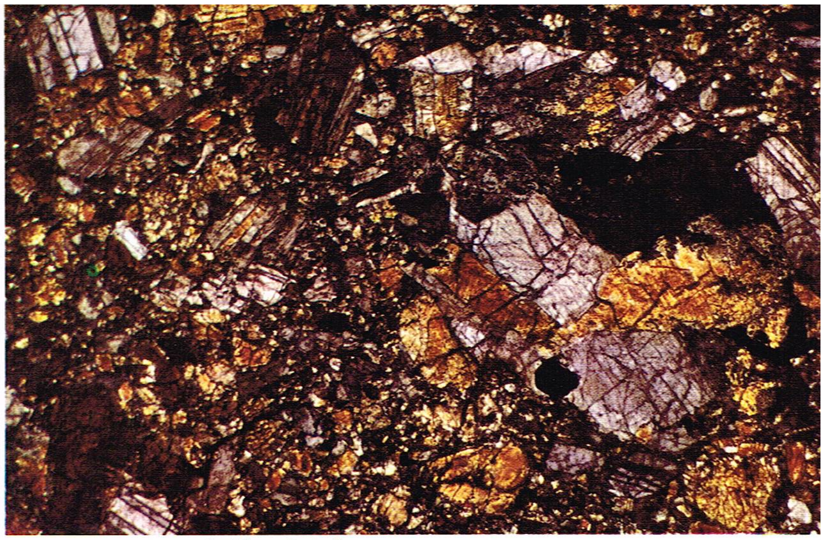


C. Bevilacqua



C. Bevilacqua





C. Bevilacqua

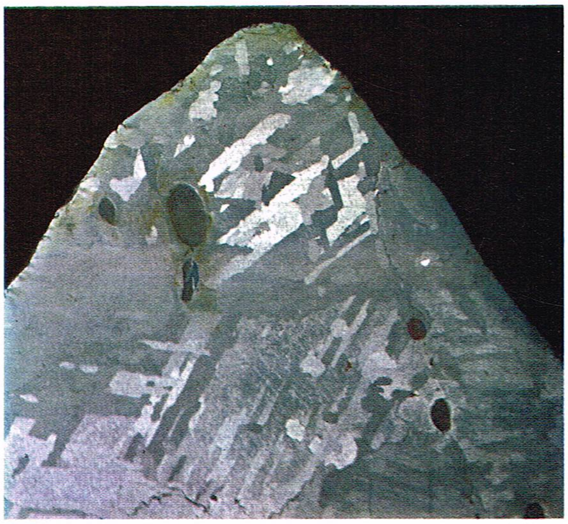
Archives photo B

▲ *A gauche, olivine d'une* **pallasite** *tombée près de Krasnojarsk, Sibérie (Milan, musée d'Histoire naturelle). A droite, cristaux de plagioclase contenus dans une* **achondrite** *(lame mince entre nicols croisés) [Milan, musée d'Histoire naturelle].*

analyse et son interprétation présentent toutefois certaines difficultés par rapport aux analyses de roches terrestres.

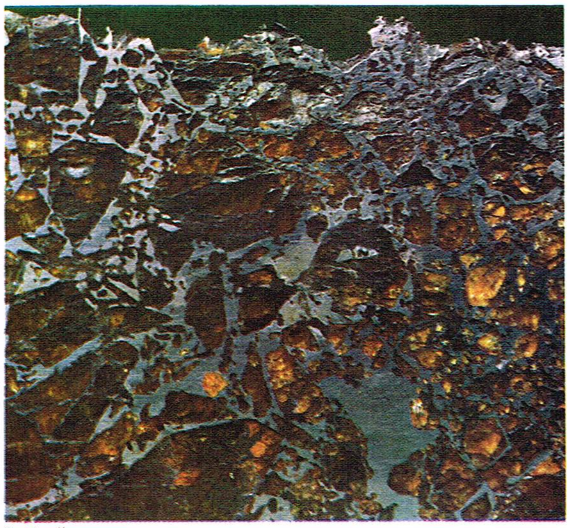
Les météorites ont souvent une texture grossière et non homogène; aussi est-il difficile de faire un prélèvement représentatif de la composition chimique moyenne. La présence du fer, qui se trouve à l'état d'élément, prouve que le milieu de cristallisation était beaucoup plus réducteur que celui des roches terrestres. Plusieurs éléments sont donc combinés autrement que dans les minéraux terrestres. On peut trouver, par exemple, du silicium en solution solide dans le ferronickel; le fer se trouve en alliage avec le nickel, en combinaison avec le soufre, oxydé dans les silicates mais seulement sous sa forme bivalente (sauf lorsqu'il y a une oxydation terrestre surajoutée); son analyse est donc particulièrement difficile.

Les sidérites contiennent en moyenne environ 90 % de fer; le reste est en grande partie constitué de nickel,



C. Bevilacqua

▶ **Figures de Widmanstätten** *dans une octaédrite (Brendego River) [Londres, British Museum].*



C. Bevilacqua

▶ *Structure bréchique d'une* **pallasite** *tombée dans le Kentucky (États-Unis); les fragments d'olivine sont immergés dans une masse de ferronickel (Milan, musée d'Histoire naturelle).*

d'un peu de cobalt, de soufre, de phosphore, d'azote, etc., combinés avec le métal.

Dans les *lithosidérites,* météorites formées de métal et de silicates en quantités presque équivalentes, le pourcentage de fer est nettement inférieur (50 %), une petite partie étant combinée aux silicates. Le pourcentage moyen de magnésium atteint 12 % pour 8 % de silicium et près de 20 % d'oxygène.

La composition chimique des *aérolithes* est représentée en pourcentage d'oxyde des divers éléments, comme pour les roches terrestres. Le fer se trouvant à l'état métallique ou combiné au soufre représente moins de 15 % pour les chondrites, moins de 1 % pour les achondrites. La quantité de silice combinée dans les silicates est de l'ordre de 50 %, comme dans les roches terrestres basiques. Les oxydes d'aluminium et de calcium sont surtout présents dans les plagioclases et sont tolérés en quantité limite dans les pyroxènes; ces oxydes ne représentent que quelques unités %. Une petite quantité d'alcalins est contenue dans les feldspaths. Le pourcentage d'oxyde de magnésium est élevé (20 %); le pourcentage d'oxyde de fer est plus faible (15 %); ces deux oxydes sont combinés à la silice dans l'olivine et les pyroxènes.

La composition minéralogique des *météorites* pierreuses ressemble à celle des roches ignées terrestres basiques et ultrabasiques; cependant, comme nous l'avons signalé, le milieu de cristallisation très réducteur a favorisé en outre la formation de minéraux particuliers.

Les principaux minéraux des météorites sont des silicates, des ferronickels et du sulfure de fer. Ce sulfure, la troïlite, est très voisin de la pyrrhotine terrestre et ne s'en distingue que par une composition un peu plus riche en fer. Les chondrites en contiennent 5 à 6 %. Les ferronickels sont composés de deux phases, la kamacite et la taénite :

— la *kamacite,* en termes de métallurgie, correspond au fer alpha; sa structure est cubique centrée; c'est un alliage de ferronickel avec une composition de 6 % de nickel;

— la *taénite,* en termes de métallurgie, correspond au fer gamma. Sa structure est cubique à faces centrées; c'est un alliage de ferronickcl à composition variable de 20 à 65 % de nickel.

Les olivines et les pyroxènes, silicates ferromagnésiens, constituent 90 % de la fraction silicatée de la plupart des météorites. L'olivine, de couleur verdâtre à jaune brunâtre, est toujours plus riche en magnésium qu'en fer. Les pyroxènes orthorhombiques ainsi que les olivines forment une série isomorphe ferromagnésienne. Les noms d'enstatite, de bronzite et d'hypersthène ont été donnés aux variétés renfermant respectivement moins de 10 %, de 10 à 20 %, et plus de 20 % de molécules d'oxyde de fer; ils n'en contiennent généralement pas plus de 35 %. Les pyroxènes monocliniques renferment un peu de calcium (pigeonite) ou beaucoup (diopside) mais n'existent qu'en trace dans les chondrites. Dans les météorites carbonées, riches en eau, on trouve un silicate de magnésium hydraté, la serpentine; celle-ci se présente en très petits grains mal cristallisés, accompagnés de substance organique amorphe.

A côté des silicates ferromagnésiens, on rencontre un alumino-silicate sodicocalcique, un feldspath plagioclase. Il se trouve en petits grains, peu abondants, sodiques dans les chondrites, et en cristaux tabulaires bien développés, calciques dans certaines achondrites. Lorsque la

météorite a subi un choc violent, le feldspath est vitrifié; on l'appelle alors maskélynite. Ce nom avait été donné à cette forme vitreuse avant que fût établie sa parenté avec le feldspath.

Parmi les minéraux accessoires, certains sont connus sur Terre : notamment, la chromite, oxyde de fer et de chrome, différentes formes de silice, des phosphates de calcium (apatite et whitlokite) et le carbone sous forme de graphite. On a trouvé dans quelques cas exceptionnels des petits grains de diamant.

D'autres minéraux rares sont exclusivement météoritiques. Dans les sidérites ce sont, par exemple, le carbure de fer appelé cohénite, le phosphure de fer et de nickel appelé schreibersite, un sulfure de fer et de chrome appelé daubréelite. Dans les pallasites, c'est un phosphate de magnésium, la farringtonite. Dans les météorites carbonées, parce qu'elles contiennent de l'eau, on trouve, à côté de la serpentine signalée plus haut, des carbonates et des sulfates tels que l'epsomite, sulfate hydraté de magnésium, le gypse et un sulfate hydraté de sodium et de magnésium, la bloédite. La magnétite est ici un minéral caractéristique des météorites carbonées; mais elle se trouve aussi dans la croûte des météorites où elle s'est formée par oxydation du fer durant la traversée de l'atmosphère.

Structures des météorites

L'étude des structures des météorites est d'une grande importance pour reconstituer les événements qui ont accompagné leurs genèses et les vicissitudes successives qu'elles ont subies dans l'espace durant les longues périodes de leurs formations jusqu'à leurs chutes sur la Terre. Dans certains cas, une interprétation génétique de la structure est difficile. On fera une distinction générale entre la structure des sidérites et celle des aérolithes.

La structure des fers météoritiques est mise en évidence sur la surface polie par action des acides afin de corroder à des degrés variables les minéraux présents. Une catégorie de sidérites, les octaédrites, présente une structure lamellaire caractéristique; ces lamelles sont parallèles à certaines directions et sont de longueur centimétrique (figures de Widmanstätten). L'intersection de ces lamelles avec la surface donne une bande constituée d'un cristal de kamacite entouré par une gaine de taénite. D'autres structures lamellaires apparaissent aussi bien dans les hexaédrites que dans les octaédrites car ce sont des marques de choc, dites lignes de Neumann. Les cristaux de certains minéraux accessoires présents dans les sidérites peuvent montrer une disposition orientée respectant la direction de la structure lamellaire des ferronickels. De même, la troïlite peut se présenter en lamelles orientées entre le ferronickel (lamelle de Reichenbach). On rencontre également des inclusions lamellaires de schreibersite (lamelle de Brezina). Les inclusions aciculaires de schreibersite (rhabdites) sont disposées selon les directions cristallographiques de la masse de ferronickel qui les contient.

Dans les sidérites, on observe d'autres structures non orientées : la structure nodulaire consistant en inclusions de graphite ou de troïlite dans la masse principale du ferronickel. Les nodules ont une forme irrégulière et sont de dimensions variables. Un cas particulier de structure grenue microcristalline est fréquent dans les sidérites, et constitué, globalement ou en partie, d'un mélange microcristallin de kamacite et de taénite : la plessite.

Certaines aérolithes présentent une structure porphyrique. Dans certaines lithosidérites ou aérolithes, on a une structure grenue à grains moyens comme dans beaucoup de roches ignées intrusives, la dimension des grains étant de l'ordre du millimètre.

Un autre type de structure, la structure bréchique, est caractéristique de certaines aérolithes; mais elle peut se présenter dans quelques lithosidérites où des cristaux d'olivine à contours anguleux et irréguliers sont immergés dans une matrice de ferronickel. La structure bréchique, avec ses cristaux à contours anguleux, semble en rapport avec une violente déformation subie par la météorite quand elle faisait encore partie du corps planétaire. Les aérolithes à structure bréchique sont subdivisées en monomictes et polymictes, les unes présentant des fragments semblables en composition et en structure, les autres des fragments plus diversifiés. Les chondrites sont veinées lorsqu'elles sont parcourues par des filonnets remplis de substance vitreuse et contenant des petits globules de troïlite.

La structure chondritique est la principale caractéristique qui distingue beaucoup d'aérolithes des roches terrestres malgré leur composition minéralogique analogue. Cela est dû à la présence de chondres, corpuscules globulaires de dimension généralement inférieure au millimètre, mêlés à des débris cristallins plus fins. Les chondres peuvent être formés de divers silicates (olivine, pyroxène et rarement plagioclase), et contiennent une proportion variable de substance vitreuse. La microstructure interne des chondres, examinée au microscope, est variable : une structure radiale, excentrée, formée de petits cristaux aciculaires de silicate (pyroxène) qui divergent d'un point situé presque à la périphérie du chondre; on observe également les structures microgrenues, microporphyriques, porphyriques... Certains chondres sont constitués presque exclusivement d'un seul cristal d'une espèce minérale, souvent de l'olivine. Enfin, les chondres peuvent se trouver entourés de ferronickel ou de troïlite.

Les sidérites

Les plus grandes météorites sont des fers (sidérites). La plus grosse est celle de *Hoba*, tombée en 1920 dans le Sud-Ouest africain et qui pèse 60 tonnes. La classification des sidérites est fondée sur leur texture et est étroitement liée à leur composition chimique. On les divise en trois groupes qui sont les suivants :

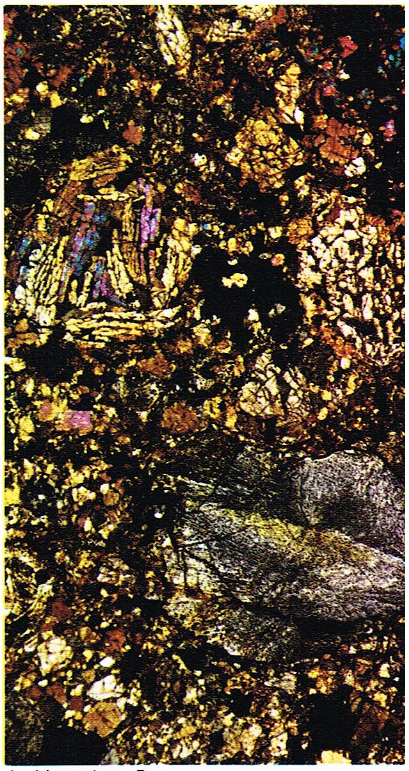
	chutes	trouvailles	total
Hexaédrites 4 — 6 % Ni	6	49	55
Octaédrites 6 — 14 % Ni	32	434	466
Ataxites > 12 % Ni	1	41	42

Les octaédrites sont le type de sidérite le plus commun. Ces météorites sont composées surtout des deux formes minéralogiques de l'alliage fer-nickel : la kamacite et la taénite. Les minéraux accessoires sont des sulfures (troïlite et sphalérite), des phosphures (schreibersite), des carbures métalliques (cohénite), graphite et chromite.

Les hexaédrites. Elles sont un assemblage de gros cristaux de kamacite cubique (cube = hexaèdre, d'où leur nom). Fréquemment, le corps même de la météorite est composé d'un seul cristal de kamacite qui peut être rompu par impact au sol. La surface d'une hexaédrite attaquée à l'acide présente un fin réseau de bandes orientées régulièrement : ce sont les *lignes ou bandes de Neumann*. Ces lignes ont pour origine une déformation mécanique intense subie par la kamacite à des températures relativement basses, comprises entre 300 °C et 600 °C. Quand la météorite est composée d'une association de plusieurs cristaux de kamacite, les bandes de Neumann présentent des orientations différentes pour chacun des cristaux. Les hexaédrites ont une composition chimique remarquablement uniforme : en moyenne, 93,5 % de fer, 5,5 % de nickel et 0,5 % de cobalt, traces de phosphore, de soufre, de chrome et de carbone.

Le minéral essentiel est la kamacite; accessoirement, nous trouvons la schreibersite sous forme d'inclusions microscopiques en petites baguettes (rhabdites), la troïlite en nodules arrondis, la daubréelite adjacente à la troïlite ou bien intergranulaire, et enfin le graphite en nodules associés à la troïlite. De cette uniformité de composition résulte une uniformité de densité : 7,90 $\pm$ 0,02. On ne connaît pas de sidérites contenant moins de 4 % de nickel; les teneurs les plus faibles sont probablement dues à des analyses imprécises ou bien à l'analyse d'une fraction de météorite contenant d'autres minéraux communs en quantité accessoire.

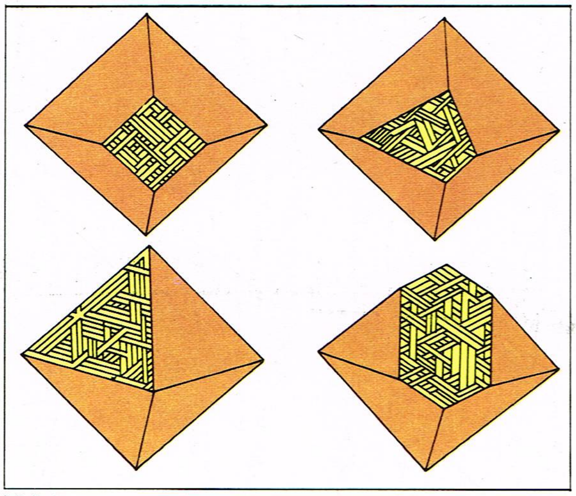
Les ataxites pauvres en nickel sont incluses dans le groupe des hexaédrites; elles en sont proches par leurs compositions chimique et minéralogique, présentent une structure finement granulaire, des bandes de Neumann et un clivage cubique. Elles ont vraisemblablement pour origine le métamorphisme thermique des hexaédrites. Avec l'augmentation de la teneur en nickel (6 %), les hexaédrites évoluent vers les octaédrites. L'excès de nickel permet la formation de la taénite en cristaux



Archives photo B

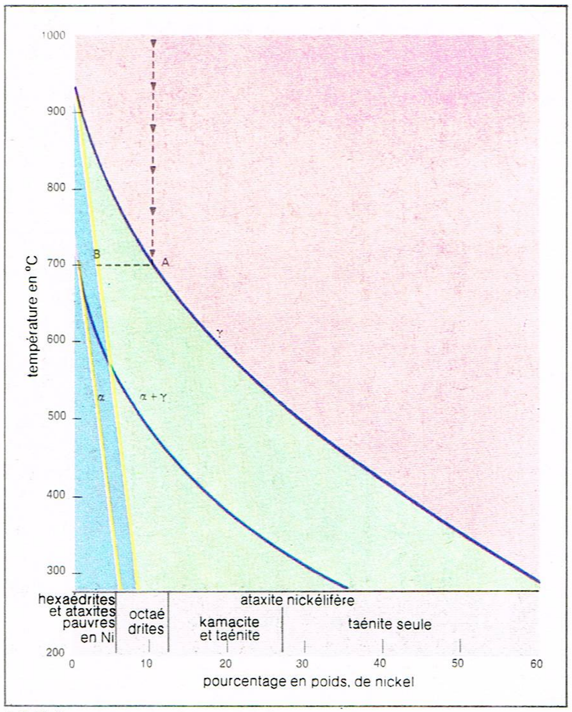
▲ ***Structure chondrique** d'une **chondrite à hypersthène** (l'Aigle); les chondres ont des structures internes variées : fibro-radiées, granulaires, etc. (lame mince entre nicols croisés).*

▶ *Aspect des* figures de Widmanstätten *selon l'orientation de la section de l'octaèdre (d'après Mason).*



I.G.D.A.

▶ *Diagramme représentant les variations de phases de l'alliage fer-nickel : la phase γ (taénite) est stable dans la zone rose. A la pression de l'atmosphère, lors du refroidissement (le long de la ligne verticale), on rejoint la courbe au point A, alors la phase α (kamacite) se sépare avec une composition correspondant à celle du point B. La composition de ces deux phases varie selon la courbe. Les deux autres courbes, plus vers le bas, représentent le phénomène à pression moyenne. Dans la zone grise est représentée la composition des diverses classes de sidérites (d'après Uhlig).*



I.G.D.A.

▶ *Page ci-contre, en haut à gauche, section de la* météorite de Springwater *(Saskatchewan, Canada); les cristaux d'olivine sont inclus dans le ferronickel (Londres, British Museum). A droite, en haut,* pallasite *tombée dans le Kansas (États-Unis) : les cristaux gris verdâtre d'olivine sont inclus dans une masse de ferronickel. Au centre, deux grands cristaux d'olivine séparés par une plage de ferronickel dans la* pallasite de Brenham *(Kansas, États-Unis) [lame mince entre nicols croisés]. En bas,* mésosidérite de Mincy, *tombée dans le Missouri : plage opaque de ferronickel associée à des cristaux de pyroxène et d'olivine (lame mince entre nicols croisés) [Milan, musée d'Histoire naturelle].*

lamellaires anguleux, bordant les grains de kamacite et disposés parallèlement aux faces de l'octaèdre. La formation de cette taénite marque la transition entre les hexaédrites et les octaédrites. Les hexaédrites sont peu nombreuses.

Les octaédrites. La structure caractéristique des sidérites comprenant en moyenne plus de 6 % de nickel est l'octaèdre. Les octaédrites sont formées de taénite et de kamacite; cela peut être mis en évidence par une légère attaque de la surface polie à l'acide; on voit alors quatre systèmes de bandes de kamacite développées parallèlement aux faces de l'octaèdre et bordées par la taénite. Les espaces assez larges, polyédriques, compris entre les lamelles de kamacite et de taénite sont souvent remplis de l'association microcristalline de ces deux minéraux appelée « plessite ». Cette texture particulière des octaédrites, appelée *figure de Widmanstätten,* s'explique bien par l'étude du refroidissement du système fer-nickel. Les figures de Widmanstätten sont donc des bandes qui se croisent suivant deux, trois ou plusieurs directions. Le réseau de ces bandes apparaît différemment suivant l'orientation de la section considérée :

— si la section est parallèle au plan de l'octaèdre, apparaissent trois systèmes de bandes parallèles se coupant avec un angle de 60° ;

— si la section est parallèle au plan du cube, deux systèmes de bandes se coupent avec un angle de 90° ;

— si la section est parallèle au plan du dodécaèdre, trois systèmes de bandes sont visibles, deux se coupant avec un angle de 109°, et le troisième étant selon la bissectrice de cet angle ;

— une section quelconque fera apparaître des bandes se coupant avec des angles variables.

Dans la classification des octaédrites, on distingue plusieurs types basés sur la largeur des bandes de kamacite. Il existe une relation directe entre la largeur de ces bandes et la teneur en nickel de la météorite :

— les octaédrites grossières, avec 6 à 8 % de nickel, ont des bandes de kamacite d'une largeur supérieure à 2 mm ;

— les octaédrites avec 7 à 9 % de nickel ont des bandes de kamacite d'une largeur comprise entre 0,5 et 2 mm ;

— les octaédrites à structure fine, avec 8 à 14 % de nickel, ont des bandes de kamacite d'une largeur inférieure à 0,5 mm.

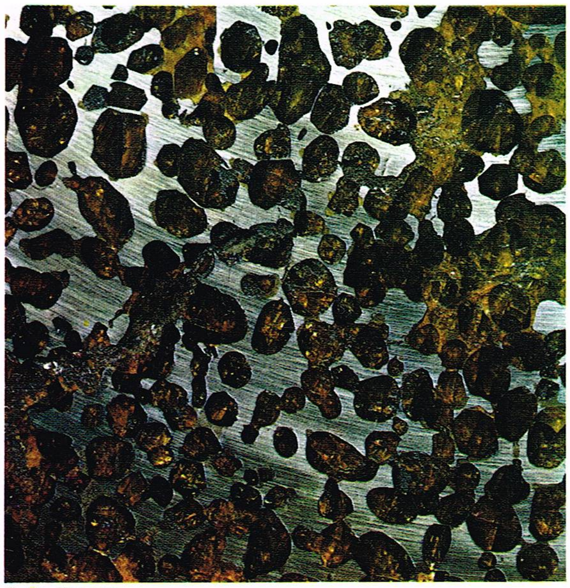
Les octaédrites grossières forment la transition avec les hexaédrites ; les octaédrites à structure fine évoluent vers les ataxites, riches en nickel. Les minéraux accessoires inclus dans les octaédrites sont la schreibersite, la troïlite, la cohénite (dans les octaédrites grossières) et le graphite. Du diamant a été trouvé dans les météorites de *Canyon Diablo* et de *Magura*. La chromite se rencontre en petites quantités ; elle est généralement associée à la troïlite et à la cohénite.

Les ataxites. Quand le contenu en nickel dans les octaédrites augmente, les bandes de kamacite deviennent de plus en plus étroites ; vers les teneurs de 12 à 14 % de nickel, elles sont extrêmement étroites et discontinues, et la structure en bandes de Widmanstätten disparaît alors. En effet, les ataxites n'ont pas de structure visible à l'œil nu (d'où leur nom) et sont surtout formées de plessite.

Le rapport quantitatif de la kamacite et de la taénite dans les ataxites varie en fonction de la teneur en nickel. La valeur supérieure est de 30 % de nickel ; ce sont alors des ataxites composées entièrement de taénite avec de petites inclusions de kamacite communément arrangées en réseau triangulaire. Les ataxites riches en nickel sont peu nombreuses ; on a trouvé 41 de ces météorites et une chute seulement a été observée.

Structures des sidérites et système fer-nickel. Les diverses structures des sidérites dépendent du rapport quantitatif du fer et du nickel dans la météorite ; ainsi, par l'étude expérimentale du refroidissement du mélange fondu fer-nickel il est possible d'effectuer un certain nombre d'interprétations. Les expériences sont faites à la pression de 1 atmosphère, quand le fer et le nickel constituent un système binaire avec une température minimale de fusion de 1 430 °C pour un mélange contenant 32 % de fer et 68 % de nickel. Les températures de fusion de mélanges de compositions diverses ou bien des métaux purs sont plus élevées : celle du fer est à 1 550 °C ; le mélange fer-nickel avec des teneurs entre 5 et 62 % de nickel (ce sont les valeurs limites du contenu en nickel des alliages des sidérites) se solidifie à une température moyenne de 1 500 °C (variable en fonction du rapport quantitatif des deux éléments) et forme une série ferronickel avec une structure cristalline à faces centrées de la taénite. La grande miscibilité du fer et du nickel à l'état solide existe seulement à haute température ; cette température a d'ailleurs une limite, qui décroît avec l'augmentation de la teneur en nickel et de la pression du système. Quand le ferronickel refroidit lentement dans le champ biphasé (phases alpha + gamma du système), la phase alpha précipite préférentiellement le long des plans octaédriques de la phase gamma. Cela est l'explication des figures de Widmanstätten avec la kamacite en bande bordée par la taénite en lamelle suivant les plans de l'octaèdre de la phase gamma originelle. Des structures analogues aux figures de Widmanstätten sont obtenues expérimentalement par solidification lente du mélange fer-nickel mais sous forme microscopique.

Les sidérites sont ainsi formées par consolidation du mélange liquide de fer et de nickel à l'intérieur d'un ou de plusieurs corps planétaires et à pression assez élevée. D'autre part, la régularité de la structure cristalline des sidérites, la présence commune de cristaux équidimen-



C. Bevilacqua



C. Bevilacqua

sionnels et de lamelles de grande dimension font penser à une série de transformations survenues lentement durant une longue période de temps.

Les lithosidérites

Les lithosidérites sont un groupe peu nombreux, ne représentant que 4 % de l'ensemble des météorites. Elles sont formées de ferronickel et de silicates, surtout magnésiens, en proportion équivalente. Elles se répartissent en deux classes principales :

— les *pallasites :* lithosidérites à olivine ;

— les *mésosidérites :* lithosidérites à pyroxène et plagioclase.

A ces deux classes s'ajoutent deux autres types, représentés par une seule météorite :

— la lodranite : lithosidérite à olivine et bronzite ;

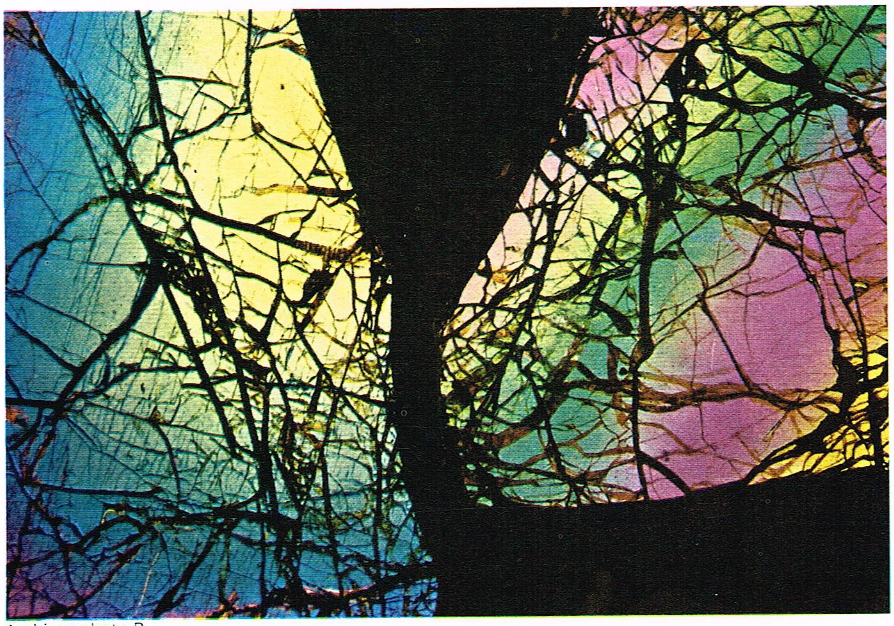
— le sidérophyre : lithosidérite à bronzite et tridymite.

Les pallasites. Les pallasites ont une structure particulière : le ferronickel y forme une trame tridimensionnelle continue, de couleur claire et brillante, dans laquelle sont immergés des cristaux bruns d'olivine qui ont parfois une dimension considérable (centimétrique). Dans certains cas, les pallasites ont une structure bréchique ; les ferronickels occupent les interstices entre les gros cristaux d'olivine, et une grande quantité de fragments d'olivine de dimension variable sont alors présents. La minéralogie des pallasites est assez simple. La teneur moyenne en nickel de la partie métallique est comprise entre 10 et 15 % ; minéralogiquement, c'est une association de kamacite et de taénite avec les caractères observés dans les octaédrites : les figures de Widmanstätten sont fréquentes.

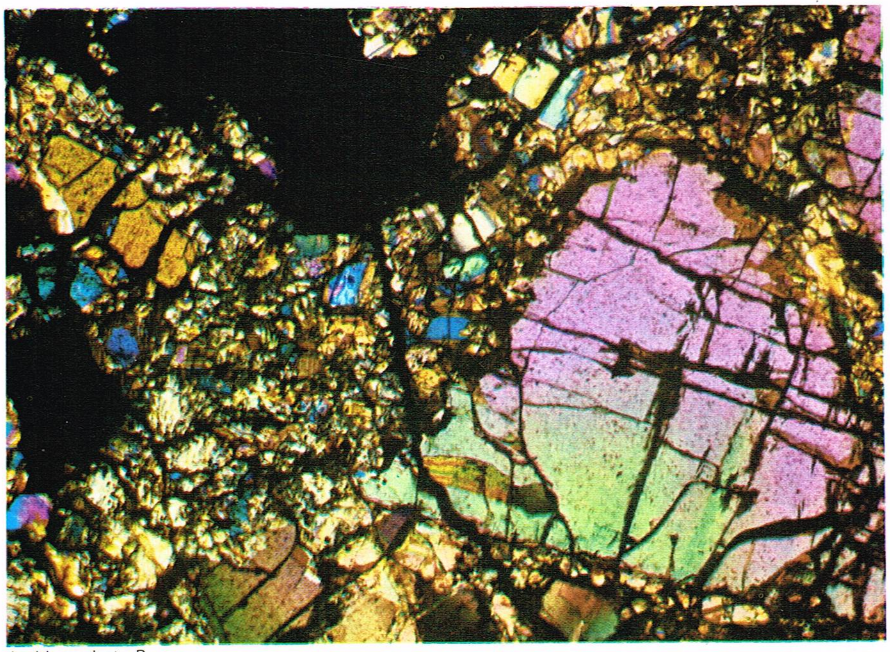
Certaines météorites appartenant à ce groupe n'ont pas de structure homogène et présentent des zones uniquement à ferronickels alternant avec des zones à composition pallasitique. Des petites inclusions de troïlite et de schreibersite sont souvent présentes dans le ferronickel. Les cristaux d'olivine anguleux ou arrondis sont très magnésiens. La farringtonite, phosphate de magnésium, est souvent confondue avec l'olivine, à laquelle elle est associée ; elle forme des lisérés en bordure du silicate.

Le seul *sidérophyre* est la météorite de *Steinbach* (trouvée en 1724), formée de ferronickels où sont inclus des agrégats d'orthopyroxène avec un peu de tridymite. Le ferronickel et le silicate sont approximativement en quantités équivalentes. Les minéraux accessoires sont la schreibersite dans le ferronickel, la chromite et la troïlite. Le ferronickel contient en moyenne 10 % de nickel, et les figures de Widmänstatten sont présentes. L'orthopyroxène est magnésien.

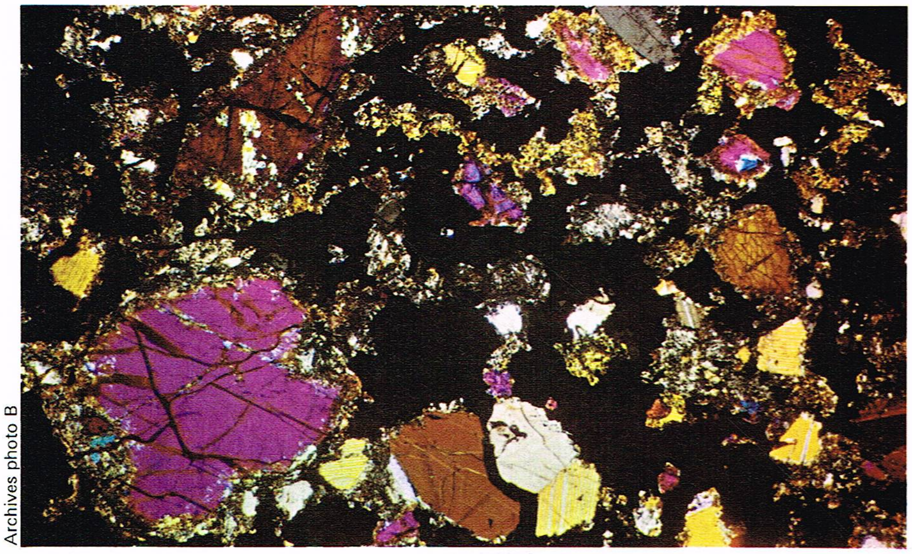
Les mésosidérites. Vingt-cinq mésosidérites sont connues (pour quarante-cinq pallasites) et seulement sept chutes ont été observées (quatre pour les pallasites).



Archives photo B



Archives photo B



Archives photo B



C. Bevilacqua



Archives photo B

▲ *En haut, association de pyroxène, plagioclase et ferronickel dans une mésosidérite (Crab Orchard, Tennessee) [lame mince entre nicols croisés]. Au centre, chondrite partiellement transparente, les chondres sont associés au ferronickel (Mc Kinney, Texas). En bas, chondrite formée de chondres à structure interne variée (Pultusk, Pologne) [lame mince entre nicols croisés; Milan, musée d'Histoire naturelle].*

Les mésosidérites sont composées approximativement de quantités égales de ferronickel et de silicate. Ces météorites ont une structure grenue : le ferronickel ne forme pas un réseau continu comme les pallasites mais se présente irrégulièrement en grains de tailles différentes; les silicates ont généralement une structure cataclastique : ce sont des fragments de dimension variable dans une masse grenue silicatée. La structure des mésosidérites est comparable à celle de nombreuses roches ignées intrusives terrestres à grains moyens ou fins. Les figures de Widmanstätten ne sont pas observées, en raison de la petite dimension des plages de ferronickel (sauf dans le cas où le ferronickel est en larges nodules). La teneur habituelle en nickel de la phase métallique des mésosidérites, inférieure à celle des pallasites, est de 7 %. Le silicate essentiel de ces météorites est un pyroxène magnésien de forme orthorhombique, parfois monoclinique. On trouve également du plagioclase riche en calcium (anorthite ou bytownite), mais il est en quantité plus faible que le pyroxène. Les minéraux accessoires sont la troïlite, la chromite, la schreibersite, l'apatite, et/ou la whitlockite et l'olivine. Cette dernière est présente en petite quantité (environ 2 %), sous forme de larges grains isolés; elle est plus riche en magnésium que le pyroxène. La composition minéralogique et la structure des mésosidérites rappellent certaines météorites pierreuses : les achondrites, qui se différencient des mésosidérites par la quasi-absence de ferronickel dans leur composition.

Une autre classe de lithosidérites n'est représentée que par une seule météorite, la **lodranite** ou météorite de *Lodran,* tombée près de Multan, au Pakistan, en 1868. Il s'agit d'un agrégat friable d'olivine grenue et d'orthopyroxène dans une masse discontinue de ferronickel. Ces trois phases principales sont présentes en quantités égales. Le ferronickel contient 9 % de nickel. Les minéraux accessoires sont de la chromite, de la troïlite, et il est possible de rencontrer un peu de plagioclase.

Les pierres, ou aérolithes

Les aérolithes sont des météorites composées exclusivement ou en grande partie de silicates; les ferronickels et les autres minéraux métalliques sont absents ou bien en quantités subordonnées. Numériquement, c'est le groupe de météorites le plus important. On distingue deux classes : les *chondrites* et les *achondrites.* Plus de 90 % des pierres ont une structure particulière : elles sont formées de chondres (d'où leur nom de chondrites) et de grains métalliques. On trouve parmi les chondrites tous les intermédiaires entre les pierres formées uniquement de l'accumulation de chondres et de leurs débris, et les pierres où la texture des chondres est presque effacée. Moins de 10 % des pierres ne contiennent pas de chondres et sont appelées pour cette raison achondrites. Elles sont très pauvres en métal; certaines, les *eucrites,* ont la même texture que les dolérites terrestres, avec une composition minéralogique voisine, et se rapprochent de certains gabbros lunaires. La plupart des achondrites ont une texture bréchique plus ou moins prononcée. La présence de chondres dans les chondrites et leur absence dans les achondrites s'ajoutent à des différences minéralogiques et chimiques.

Les chondrites. Elles sont les plus communes des météorites; environ 85 % des chutes ont été observées. Ce type de météorite est caractérisé par sa structure chondritique, généralement bien visible à l'œil nu ou à la loupe, et qui consiste en la présence de petits globules plus ou moins réguliers, les chondres, formés surtout de silicates avec des structures internes différentes. Dans certaines météorites, la structure chondritique est presque totalement effacée par suite de la recristallisation. Le pourcentage des chondres par rapport à la masse totale est variable : certaines chondrites en contiennent beaucoup, alors que d'autres en renferment une quantité assez faible et peuvent même en manquer (chondrites carbonées); ces dernières météorites sont néanmoins classées parmi les chondrites, du fait de l'analogie de leur composition chimique.

Dans certaines chondrites, on observe des réseaux de veines noires, constituées d'une substance vitreuse silicatée, et riches en petites inclusions de troïlite. Les chondrites présentent parfois une structure bréchique; celle-ci est soit monomicte (formée de fragments de chondrites

de composition analogue), soit *polymicte* (formée de fragments à structure et quelquefois à composition variées).

Les compositions minéralogique et chimique des chondrites révèlent qu'elles constituent un groupe distinct des météorites. La quantité d'olivine, de pyroxène et de ferronickel dans les chondrites est en rapport étroit avec leur composition chimique, tandis que l'oligoclase et la troïlite sont en quantités pratiquement constantes. Les minéraux accessoires essentiels sont la chromite et un phosphate : l'apatite et/ou la whitlockite.

★ *Les chondrites à enstatite.*

Elles ne sont représentées que par dix-sept pierres. Ce sont les aérolithes les plus riches en ferronickel. En effet, elles se sont formées dans un milieu si réducteur que presque tout le fer se trouve à l'état métallique ou de sulfure. La quantité totale de fer atteint dans certains cas 35 %. Les éléments tels que le calcium, le manganèse et le chrome sont présents dans les sulfures, et un peu de silicium se trouve également dans la phase métal. Les chondrites à enstatite contiennent environ 0,5 % de carbone.

Ces particularités de composition chimique se reflètent dans la composition minéralogique de ces chondrites. Le minéral principal est l'enstatite, ou clino-enstatite : pyroxène sans fer. Un peu de diopside est parfois présent, l'olivine est rare, et un léger excès de silice peut donner naissance à du quartz ou de la tridymite. Les ferronickels ont une faible teneur en nickel et sont présents sous forme de petits cristaux équidimensionnels de kamacite. Quelques chondrites à enstatite ont une structure chondritique bien développée, avec de gros chondres d'enstatite, alors que d'autres, ne possédant presque pas de chondres, constituent un agrégat grenu d'enstatite associée aux autres minéraux.

★ *Les chondrites ordinaires.*

Ce sont les météorites les plus abondantes; l'olivine, qui en est le minéral fondamental, est accompagnée d'un pyroxène qui contient une certaine quantité de fer. La composition du pyroxène permet de distinguer deux groupes.

— Les chondrites à olivine et bronzite contiennent 25 à 40 % d'olivine, 20 à 30 % de bronzite et 16 à 21 % de ferronickel; le reste est constitué de troïlite, de chromite, de phosphates.

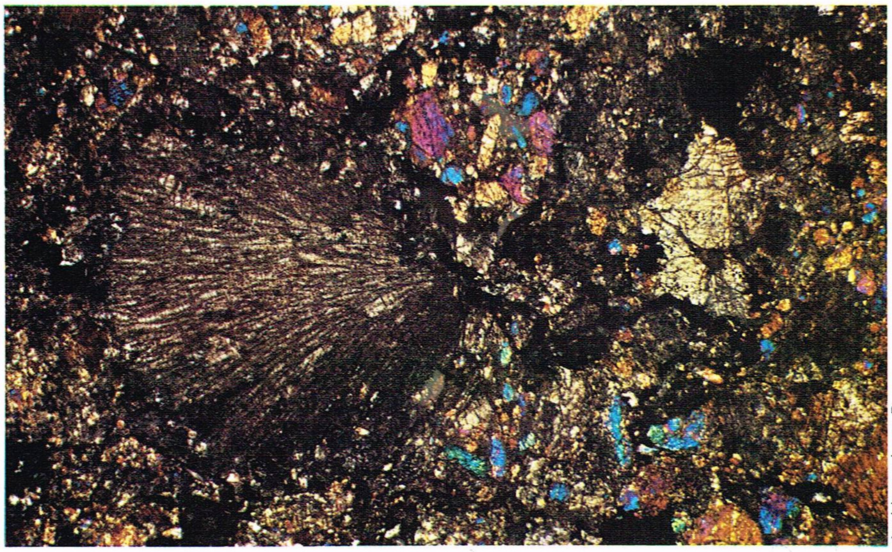
— Les chondrites à olivine et hypersthène sont les pierres les plus communes. Une plus grande partie de leur fer est contenue dans les minéraux silicatés. Minéralogiquement, elles sont proches des précédentes. Les minéraux principaux sont l'olivine (35-60 %) et l'hyperstène : pyroxène orthorhombique (25-35 %) avec une faible quantité de plagioclase ($\simeq$ 10 %), de ferronickel (18 %) et de troïlite (5 %). Les minéraux accessoires sont la chromite, les phosphates et un peu de diopside.

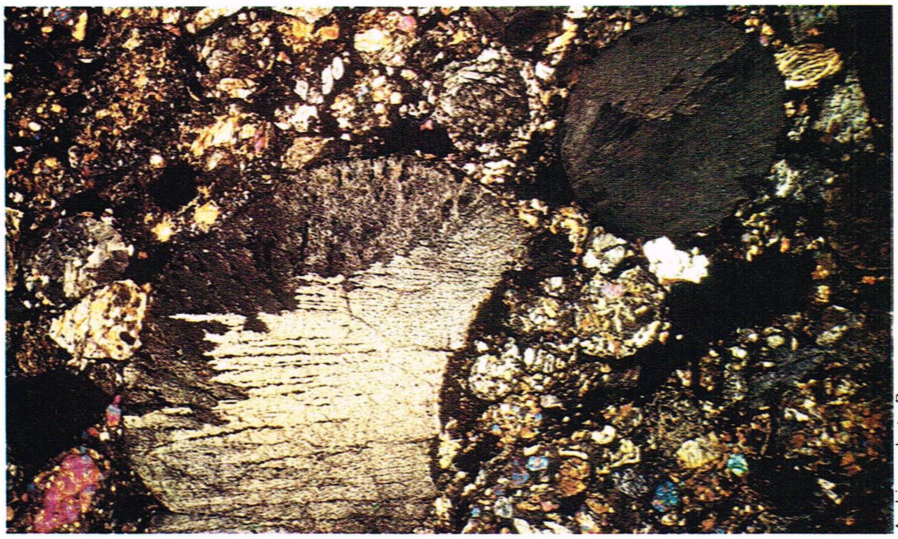
★ *Les chondrites carbonées*

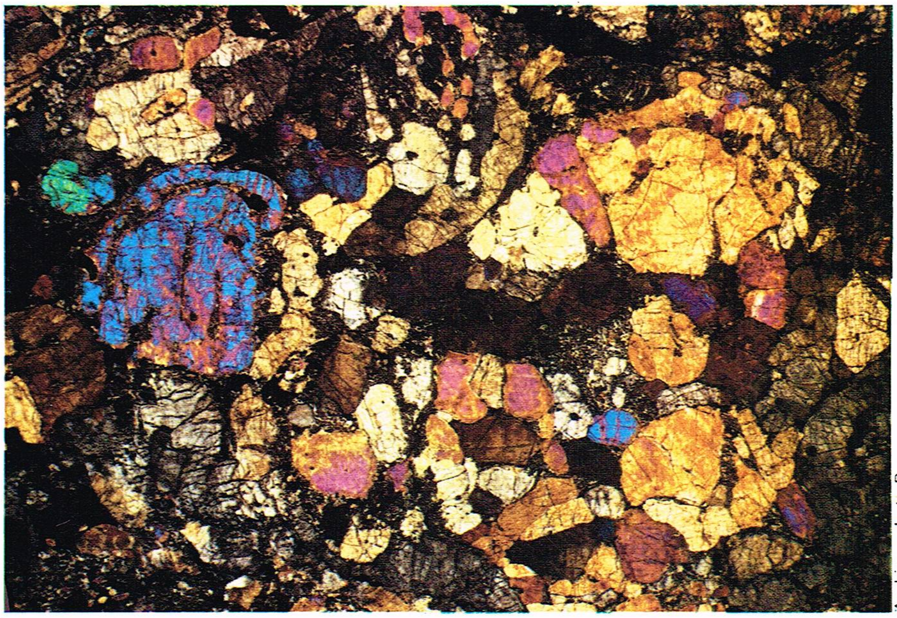
Peu nombreuses, elles occupent une place importante en raison de leur composition minéralogique et chimique particulière, où l'on note la présence de minéraux hydratés et de composants organiques. La première chute observée a été celle d'*Alais* en France (mars 1806), dont on avait d'abord douté de l'origine météoritique. La seconde est celle de *Renazzo* en Italie (1824). On subdivise les chondrites carbonées en trois groupes selon leur composition chimique (Wiik, 1956).

— Le *groupe I* comprend quatre spécimens, dont deux sont tombés en France *(Orgueil* et *Alais)*. Ces chondrites très particulières contiennent 20,1 % d'eau et 3,5 % de carbone; elles sont constituées essentiellement de silicates hydratés phylliteux associés à de la magnétite et des sulfures; on y rencontre des sulfates hydratés, des carbonates et, enfin, des corps organiques : acides gras, porphyrines, hydrocarbures. Ceux-ci ont été étudiés avec beaucoup de soin, certains ayant cru trouver des micro-organismes dans la météorite d'*Orgueil*. Mais tous les corps organiques identifiés peuvent avoir une origine abiotique ou proviennent de contamination terrestre. On n'observe pas de chondres dans ces météorites; leur classification parmi les chondrites vient essentiellement du fait que dans le groupe II ces mêmes minéraux hydratés, formés à basse température, sont associés à des chondres.

— Le *groupe II*. On connaît dix-sept pierres rattachées à ce groupe. Elle contiennent, en moyenne, 13,3 % d'eau et 2,5 % de carbone. Les chondres et les


Archives photo B


Archives photo B


Archives photo B

▲ *En haut, chondrite à olivine et hypersthène (Farmington)* [*lame mince entre nicols croisés; Milan, musée d'Histoire naturelle*].
Au centre, chondrite de Mezö-Madaras tombée en Transylvanie.
En bas, chondrite de Bluff Settlement (Texas), gros chondre polycristallin d'olivine subissant l'empreinte d'un autre chondre (lames minces entre nicols croisés; Milan, musée d'Histoire naturelle).

débris cristallins d'olivine et de pyroxène (à composition variable) formés à haute température sont inclus dans une matrice de même nature que le matériau des chondrites du groupe I.

— Le *groupe III*. Ce groupe comprend une dizaine de chondrites ne contenant que 1 % d'eau et environ 0,5 % de carbone ; ce dernier pourcentage ne justifie pas le terme de chondrite carbonée car certaines chondrites ordinaires, non équilibrées, en contiennent autant; cependant, elles ressemblent aux échantillons du groupe II par la présence de phases de haute température bien cristallisées, incluses dans une matrice microcristalline. Parmi les minéraux de haute température se trouvent ici, à côté de l'olivine et du pyroxène à composition variable, des spinelles $(MgFe)Al_2O_4$ et des aluminosilicates de calcium. La matrice est formée en grande partie d'une olivine microcristalline riche en fer.

Ces météorites carbonées, pourtant rares, servent de référence pour les abondances cosmiques de nombreux éléments, surtout parmi les plus volatils. Plusieurs auteurs considèrent que, malgré leur complexité, les abondances élémentaires de ces météorites les rapprochent le plus de la matière solaire primitive (bien qu'elles soient déficientes en hydrogène et en hélium).

★ *Origine des chondrites.*

Les divers groupes de chondrites pourraient s'expliquer par le mélange en proportions variées de matériaux peu volatils, condensés à haute température, et de matériaux condensés à basse température. Ce schéma est compliqué par le fait que ces mélanges ont subi des recuits à températures plus ou moins élevées, pendant des temps plus ou moins longs, ayant eu pour conséquence l'évaporation d'une partie des éléments volatils. Il est donc difficile de reconstituer la composition d'origine des principaux groupes de chondrites.

Les achondrites

On connaît actuellement soixante-dix-huit achondrites. Ces pierres, très pauvres en métal, sont probablement des produits en fusion ignée après différenciation magmatique. Leur mode de classification est donc totalement différent de celui des chondrites. Le principal critère chimique est le pourcentage de calcium présent, qui varie de 0 à 25 % de CaO. On distingue donc :

— les achondrites pauvres en calcium ($0,56\ \% < CaO < 1,41\ \%$) ;

— les achondrites calciques ($6,53\ \% < CaO < 24,51\ \%$).

Les achondrites ont une grande partie de leur calcium contenu dans des composants fondamentaux : un plagioclase de type anorthite accompagné d'un pyroxène monoclinique calcique (diopside, augite, pigeonite); ces minéraux sont rares ou absents dans les achondrites pauvres en calcium. Le rapport quantitatif du fer et du magnésium dans les silicates varie avec les variations de la teneur en calcium.

★ *Les achondrites pauvres en calcium.*

— Les *achondrites à enstatite,* ou *aubrites,* sont des roches blanches sans calcium. Elles contiennent des quantités égales de silice et de magnésie, d'où leur grande proportion d'enstatite. L'enstatite, pyroxène magnésien, est l'unique minéral fondamental qui les compose; il a une couleur blanche, opaque. L'enstatite est accompagnée de clino-enstatite; les autres minéraux accessoires en petite quantité sont les ferronickels pauvres en nickel (6 %) sous forme de kamacite et la troïlite. Ce sont des météorites à structure communément bréchique, grossièrement granulaire, avec des cristaux bien formés.

— Les *achondrites à bronzite,* ou *diogénites,* sont analogues par leur structure aux précédentes ; le pyroxène orthorhombique y contient de 25 à 27 moles d'oxyde de fer.

— Les *achondrites à olivine,* ou *chassignites,* ne sont connues que par deux pierres. La première en date est tombée en octobre 1815 à *Chassigny* (Haute-Marne) ; elle est formée à 90 % d'olivine ; c'est une pierre de 4 kg. Cette météorite est très proche en composition et en structure des dunites terrestres ; ses minéraux accessoires sont de la chromite, du plagioclase et très peu de ferronickels riches en nickel.

— Les *achondrites à olivine et pigeonite,* ou *ureilites.* C'est un groupe de six météorites distinctes en composition des autres achondrites. Notons la présence de diamant pour trois d'entre elles *(Novo Urei, Goalpara* et *Haverö) ;* ce sont des achondrites contenant une proportion notable de ferronickel (environ 4 %). Les silicates ferromagnésiens sont de l'olivine et du clinopyroxène : la pigeonite. Dans les interstices des grains d'olivine et de clinopyroxène se trouve un enduit noir carboné. En raison de leur teneur en carbone, les ureilites peuvent être rapprochées des chondrites carbonées mais sont formées dans des conditions particulières de température, de pression et de différenciation chimique.

★ *Les achondrites riches en calcium.*

Ces achondrites sont caractérisées par la présence d'un plagioclase calcique (anorthite ou bytownite) comme composant majeur.

— Les *achondrites à pyroxène et plagioclase.* Ce sont les plus abondantes, sur soixante-dix-huit achondrites, quarante-huit appartiennent à ce groupe. Ces achondrites plagioclasiques bréchiques peuvent être divisées en deux groupes selon la nature de la brèche :

- les *achondrites plagioclasiques,* formées d'une brèche polymicte, et appelées *howardites ;*
- les *achondrites plagioclasiques,* formées d'une brèche monomicte, et appelées *eucrites.* Ce dernier terme, d'un auteur anglais, désigne une variété de gabbro terrestre.

En réalité, l'aspect macroscopique et microscopique de ces météorites plagioclasiques est assez semblable aux gabbros, et la distinction avec ces roches terrestres est parfois difficile ; il faut alors se baser sur les caractéristiques macroscopiques propres des météorites (croûte de fusion, etc.). Les howardites sont des brèches hétérogènes qui contiennent des débris rocheux divers dont certains sont eucritiques. On peut souligner leur analogie avec les brèches lunaires, quoique les howardites contiennent beaucoup moins de fragments ayant subi des chocs sévères.

Quant aux eucrites, elles sont formées essentiellement de pigeonite et de feldspath calcique et présentent la texture ophitique. Elles sont bréchiques pour la plupart et ressemblent aux gabbros lunaires. Les minéraux accessoires de ces roches sont la chromite, l'ilménite et la troïlite, des traces de ferronickel et d'olivine.

— Les *achondrites à augite,* ou *angrites,* ne sont représentées que par une seule pierre connue : la météorite d'*Angra Dos Reis,* tombée près de Rio de Janeiro en janvier 1869. Plus riche en CaO (25 %) et en TiO_2 que les autres météorites, elle est composée de plus de 90 % d'augite associée à un peu d'olivine et de troïlite (l'augite est un diopside alumineux et, dans ce cas, titanifère).

— Les *achondrites à diopside et olivine,* ou *nakhlites,* comprennent deux pierres : *Lafayette* dans l'Indiana (États-Unis) et *Nakhla* en Égypte. Après la météorite d'*Angra Dos Reis,* ce sont les météorites les plus riches en CaO. Minéralogiquement, elles sont formées de 75 % de diopside et de 15 % d'olivine avec une petite quantité de plagioclase ; l'olivine est riche en fer.

★ *Origine des achondrites.*

La minéralogie et la texture de nombreuses achondrites suggèrent que celles-ci ont cristallisé à partir d'un magma de façon analogue aux roches ignées terrestres. Cette hypothèse est particulièrement valable pour les achondrites à structure grenue. Un argument en faveur de l'origine intrusive de certaines achondrites est l'orientation caractéristique des cristaux de plagioclase et de pyroxène, produite par la sédimentation régulière des cristaux séparés du magma dans la chambre magmatique, laquelle est analogue à celle des roches ignées intrusives terrestres. Il est vrai que cette orientation n'a été trouvée que dans l'une d'entre elles.

La structure bréchique des achondrites résulterait des multiples chocs subis par ces roches sur le corps planétaire qu'elles constituaient, lorsque, comme la Lune, il recevait à sa surface d'autres météorites.

Les tectites

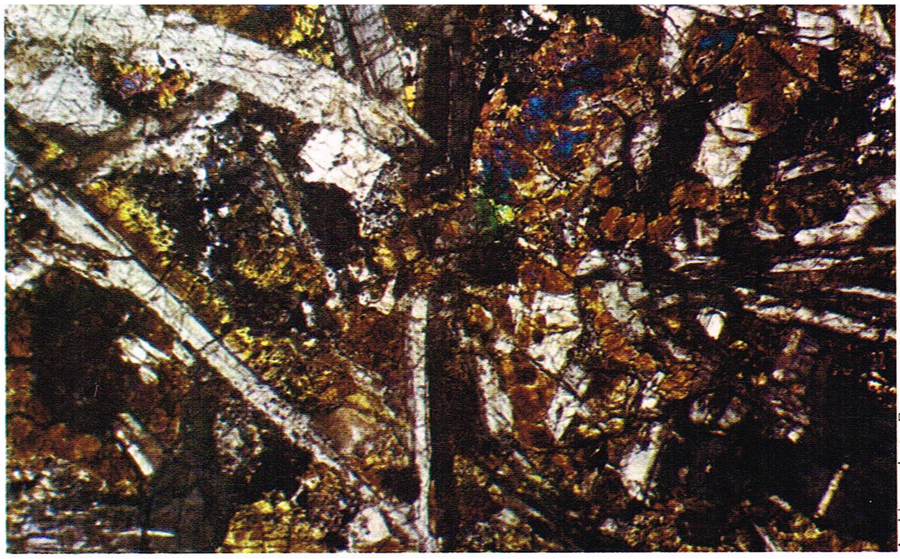
Ce terme est dérivé d'un verbe grec qui signifie fondre. Les tectites sont des morceaux de verre noirs ou vert foncé, à surface tourmentée, dont les formes (lorsqu'ils ne sont pas brisés) en larmes ou en gouttes montrent qu'ils ont traversé l'atmosphère à l'état fondu. On les trouve dans des sédiments récents.

Contrairement aux météorites répandues sur toute la surface de la Terre, au hasard des points de chute, les

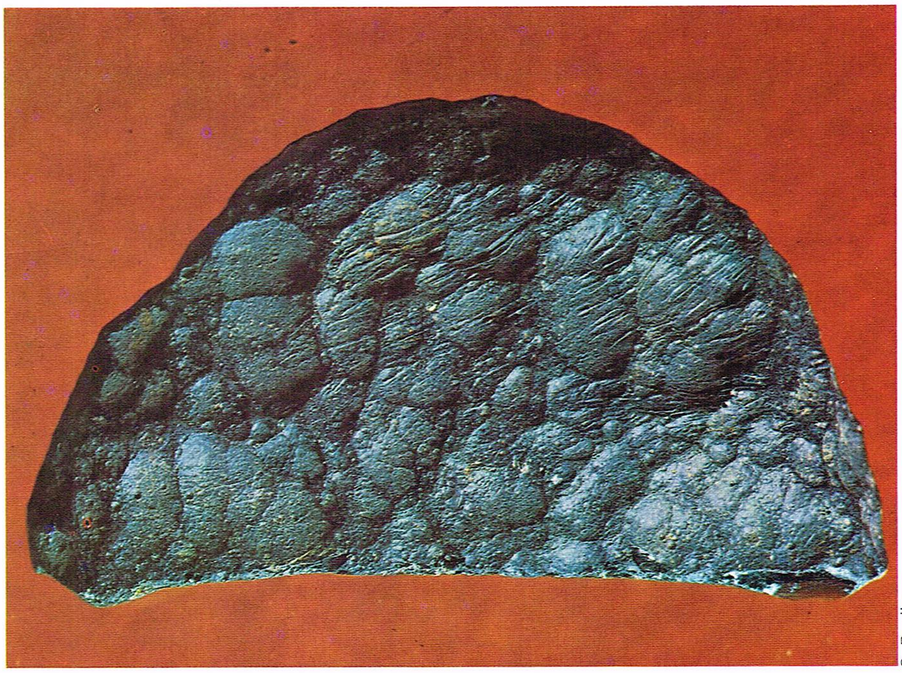
tectites se rencontrent en des aires déterminées. Elles sont particulièrement abondantes en Australie (avec une forme en boutons, à bourrelet caractéristique) et dans le Sud-Est asiatique. Le verre des tectites est très riche en silice (75 %) et leur composition chimique, apparentée à celle de certaines roches terrestres, est totalement différente de celle des météorites connues ainsi que de celle des roches lunaires. Cependant, leur forme ne peut s'expliquer que par le fait qu'elles ont traversé l'atmosphère terrestre à très grande vitesse. C'est pourquoi on a longtemps cru à leur origine extraterrestre (ne connaissant pas la composition des roches lunaires, on a pensé à des éjectats de notre satellite). En observant que leur répartition semblait s'aligner suivant un grand cercle autour de la Terre, on a supposé que notre planète aurait pu être frôlée par un bolide qui aurait perdu ces gouttes de matière fondue. Mais cette interprétation a été rejetée, notamment du fait des légères mais réelles différences chimiques entre les différentes familles de tectites. Actuellement, une explication est avancée. On a remarqué la présence de tectites en Tchécoslovaquie (*Moldavites)*, non loin du cratère d'impact du Ries, et en Côte-d'Ivoire près du lac Bosumtwi, supposé être aussi un cratère d'impact; les tectites pourraient donc être des roches terrestres fondues lors de ces impacts, projetées dans la stratosphère, puis retombées. Les cratères associés aux tectites les plus abondantes d'Australie et du Sud-Est asiatique n'ont cependant pas encore été repérés ; cependant, les analyses des rapports isotopiques de certains éléments chimiques révèlent sans ambiguïté des valeurs terrestres et non extraterrestres. Aussi longtemps que les tectites étaient supposées extraterrestres, on les collectionnait soigneusement. A présent, on les utilise parfois en bijouterie pour faire des pendeloques. Mais on n'a pas pour autant expliqué avec certitude leur mode de formation.

L'origine des météorites

L'origine extraterrestre des météorites ne fut universellement reconnue qu'au siècle dernier. Bien qu'elles aient été signalées dès l'Antiquité, la première des chutes observées, et dont il existe encore des échantillons, est celle survenue le 16 novembre 1492 à *Ensisheim*, en Alsace. Cependant, l'origine extraterrestre des météorites n'a été acceptée par le monde scientifique qu'en 1803, après l'averse de pierres de l'*Aigle* (Orne), lorsque l'Académie des sciences y délégua une commission d'enquête. Ces



Archives photo B



C. Bevilacqua

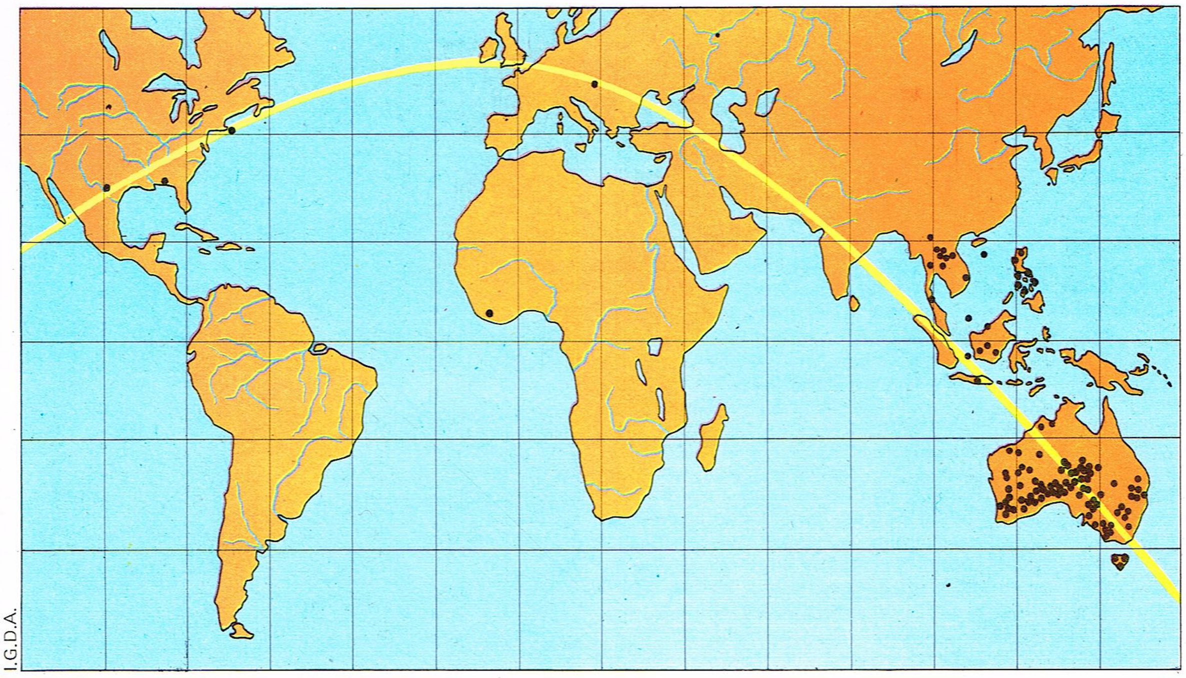
▲ ***En haut,*** *achondrite renfermant des cristaux tabulaires de plagioclase et du pyroxène (Stannern) [lame mince entre nicols croisés; Milan, musée d'Histoire naturelle].*
En bas, *tectite de Thaïlande : fossettes et stries fines sur la surface, attribuées à la fusion durant le passage dans l'atmosphère terrestre (Milan, musée d'Histoire naturelle).*



C. Bevilacqua

◀ ***Quelques tectites*** *provenant de Thaïlande (Milan, musée d'Histoire naturelle).*

Distribution des tectites sur la surface du globe (points noirs); elles se répartissent sur un cercle autour de la Terre (d'après Barnes).



météorites semblent toutes très anciennes : elles se seraient formées il y a 4,6 milliards d'années (les échantillons terrestres les plus anciens ont 3,6 milliards d'années, les échantillons lunaires 4,6 milliards d'années) ; certaines ont peu évolué depuis cette époque reculée, apportant des données précieuses sur la composition du système solaire. Malgré une histoire déjà compliquée, elles ont subi des transformations bien moins poussées que les roches terrestres, soumises à plusieurs cycles sédimentaires et métamorphiques successifs. On peut donc penser que les météorites seraient des témoins, peu différenciés, du matériau qui compose le système solaire, le matériau primitif étant sans doute lui-même peu différent des météorites carbonées. Toutefois, les modalités de l'accrétion de ce matériau sont encore très mal connues.

Il existe quatre théories principales de l'origine du matériau composant les météorites.

— En 1961, Ringwood a imaginé l'existence d'un seul corps parent, de grande dimension, formé par accrétion d'un nuage de composition solaire. Le cœur de ce corps parent aurait atteint une température très élevée, permettant la différenciation chimique du matériau initial. Il se serait alors formé un noyau de fer et de nickel, puis une zone où les silicates et les métalliques auraient été mélangés et, enfin, un « manteau » de composition analogue à celle des chondrites.

— Des objections concernant l'impossibilité de l'existence d'un seul corps parent de grande taille ont conduit Urey à imaginer une formation en deux phases. Selon lui, il y aurait d'abord formation d'objets primaires de grande taille, au sein desquels les phases silicatées et métalliques se différencieraient. Ces objets primaires se briseraient en se choquant et les objets secondaires résulteraient de l'accumulation de leurs débris. Les sidérites, les achondrites et les sidérolithes seraient les témoins de ces objets primaires; quant aux chondrites, elles résulteraient de l'accumulation des particules plus fines après la fragmentation des objets primaires.

— La théorie la plus généralement admise est celle proposée par Fisch, Goles et Anders en 1960. Les corps parents des météorites seraient des astéroïdes formés il y a 4,5 milliards d'années environ; la source de chaleur nécessaire à la différenciation chimique à l'intérieur de ces corps serait due à l'action des radionucléides; le rayon maximal de ces objets serait de 250 km. Ces auteurs ont élaboré un schéma qui donne une représentation de la structure de ces corps parents avant le refroidissement et en ont déduit les régions sources des différents groupes de météorites. Ce schéma est le suivant :

- un cœur à composition métallique, source des sidérites;
- une zone de silicates fondus, source des achondrites;
- un « manteau » inférieur consolidé, source des lithosidérites et de certaines chondrites;
- un « manteau » supérieur, source de certaines chondrites friables;
- une surface non consolidée, origine des chondrites carbonées.

— Une dernière théorie, soutenue par Wasson (1972), ne concerne que les chondrites ordinaires. Pour cet auteur, les corps parents des chondrites ordinaires seraient des astéroïdes de petite taille dont le rayon ne dépasse pas 100 m. Dans ce cas, la source de chaleur ayant induit le métamorphisme ne serait pas interne mais externe.

Les promeneurs peuvent aider les savants à mieux connaître les météorites. Lors de vos promenades, il vous est peut-être arrivé de ramasser des roches dont l'aspect vous faisait penser à une météorite. Ou peut-être avez-vous chez vous une pierre transmise de père en fils et que l'on dit « tombée du ciel »! Peut-être n'est-ce pas une météorite mais, plus prosaïquement, un objet né sur Terre. Ainsi, dans certains sols calcaires, de même que l'on trouve des rognons de silex, on ramasse souvent des boules denses à l'aspect métallique. En les cassant, on voit qu'elles sont formées de fibres rayonnantes dorées ou plus ou moins ternies suivant le degré d'oxydation. Aussi jolies soient-elles, ce ne sont que de vulgaires rognons de marcassite. Autrefois, de nombreux petits gisements de minerais de fer étaient exploités à l'aide de hauts fourneaux rustiques alimentés au charbon de bois. Sur les lieux de ces anciens hauts fourneaux, on peut encore trouver des masses de fer ou de fonte abandonnées : il ne faut pas non plus les confondre avec des météorites. Si, malgré tout, vous avez vraiment un doute sérieux, vous pouvez apporter la pierre que vous avez trouvée dans un laboratoire spécialisé, ou l'y envoyer par la poste si le morceau n'est pas trop lourd. On identifiera alors votre trouvaille et, si c'est bien une météorite, on vous demandera probablement la permission de l'étudier en détail.

Vous pouvez vous adresser aux laboratoires des sciences de la Terre des universités, ou aux musées d'Histoire naturelle.

En France, il existe un service spécialisé au Muséum d'histoire naturelle de Paris.

BIBLIOGRAPHIE

KRINOV E.L., *Principles of Meteoritics,* Pergamon Press, Oxford, 1960. - MASON B., *Meteorites,* Wiley, New York, 1962. - MOORE C.B. (éd.), *Researches on Meteorites,* Wiley, New York, 1962. - NININGER H.H., *Out of the Sky,* Dover, New York, 1959. - PRIOR G.T. et HEY M.H., *Catalogue of Meteorites,* British Museum, Londres, 1966.



E.P.S.

GÉOLOGIE STRATIGRAPHIQUE

La *géologie stratigraphique,* ou *stratigraphie,* est l'étude des matériaux de l'écorce terrestre déposés en strates, ou couches successives. Elle a pour but d'établir la chronologie des dépôts, de réaliser des corrélations entre les affleurements, d'analyser les caractéristiques des sédiments afin de pouvoir définir les milieux, les conditions et l'extension géographique de la sédimentation, c'est-à-dire la *paléogéographie.*

L'analyse de ces données fournit ses éléments de base à la *géologie historique,* dont le but est de reconstituer l'évolution de la croûte terrestre en établissant la chronologie des différents événements et en soulignant l'interdépendance des processus géologiques qui se sont déroulés en des temps et des lieux bien définis.

Subdivisions et corrélations stratigraphiques ; chronologie relative et chronologie absolue

Subdivisions et corrélations stratigraphiques

Les **subdivisions stratigraphiques** sont établies à partir des caractéristiques lithologiques et paléontologiques des sédiments.

Celles-ci conduisent respectivement à une *lithostratigraphie,* à une *biostratigraphie* puis à une *chronostratigraphie.*

— Parmi les *unités lithostratigraphiques,* l'unité fondamentale est la *formation.* Celle-ci est un ensemble sédimentaire caractérisé par une uniformité lithologiquc dans toute son étendue et dont l'appellation tiendra compte de sa nature lithologique et du nom de la localité où elle a été observée dans sa totalité (par exemple, calcaires de Champigny, argiles d'Apt, grès des Vosges). Les limites de l'unité lithostratigraphique peuvent être *synchrones,* ce qui suppose que la sédimentation a débuté et s'est achevée simultanément dans toutes les localités où la formation s'est développée; mais elles sont le plus souvent *diachrones,* la sédimentation ayant débuté ou s'étant terminée plus tôt ici que là.

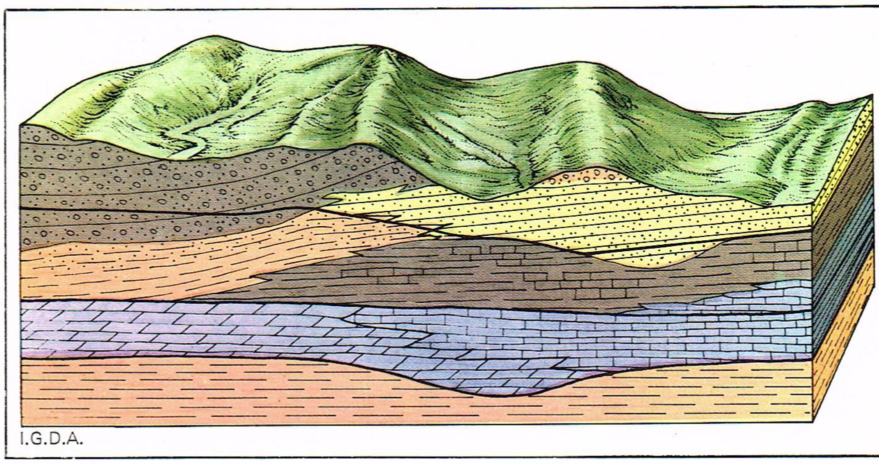
— Les *unités biostratigraphiques* sont des ensembles de strates caractérisées par les associations de fossiles qu'elles contiennent. L'unité fondamentale est la *zone;* une *biozone* est définie par le nom du fossile qui la caractérise (biozone à *Olenellus,* Trilobite du Cambrien, biozone à *Echioceras,* Ammonite du Jurassique inférieur). Si un groupe de strates est subdivisé en zones sur la base d'associations paléontologiques de types divers, leurs limites ne coïncideront presque jamais; mais il peut arriver qu'elles soient parallèles. Ainsi apparaît la notion d'unité chronostratigraphique, qui se rapporte à des ensembles dont les limites sont synchrones.

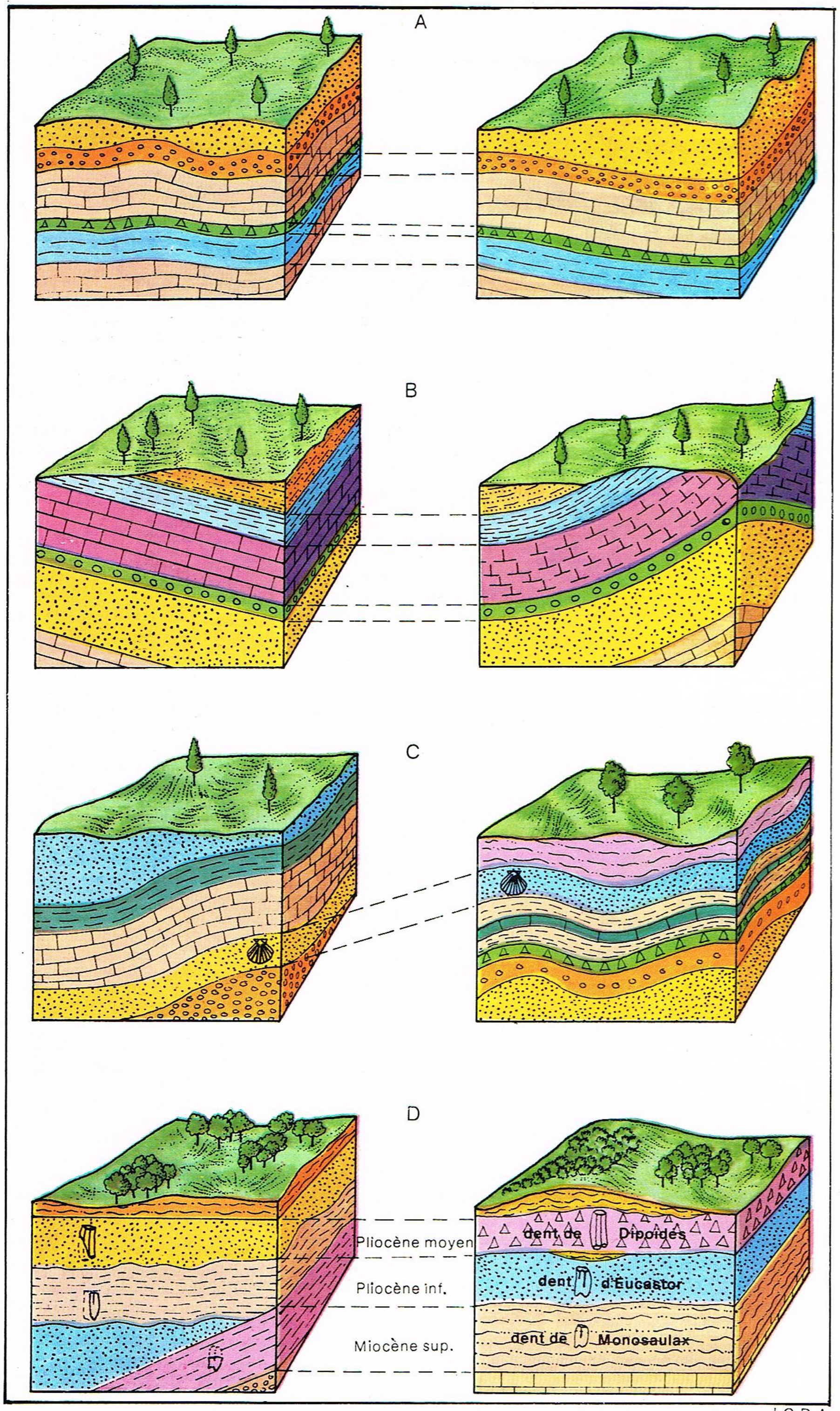
— Les *unités chronostratigraphiques* sont utilisées dans les subdivisions de l'échelle géologique. Elles sont de deux ordres : *chronologiques* lorsqu'elles sont relatives au temps *(ères, périodes, époques, âges); stratigraphiques* lorsqu'elles se réfèrent à la série des terrains *(groupes, systèmes, séries).* Il existe une étroite correspondance entre les unités des deux ordres ; chaque unité (à partir de l'*ère* dans le premier ordre, du *groupe* dans le deuxième ordre) englobe plusieurs unités du rang inférieur, et ainsi de suite ; par exemple, une ère comprend plusieurs périodes, une période plusieurs époques, etc.

Les **corrélations stratigraphiques** peuvent être directes ou indirectes. Les *corrélations directes* sont fondées sur la comparaison et la correspondance entre les unités litho- ou biostratigraphiques appartenant à un même bassin de sédimentation. On parle, en revanche, de *corrélations indirectes* lorsque deux séries, bien que ne possédant aucune identité ou correspondance lithologique ou paléontologique, peuvent être comparées à l'aide de corrélations avec une ou plusieurs séries intermédiaires. Toutes les autres conditions étant égales, les possibilités de corrélations sont d'autant plus réduites que les régions où les séries ont été relevées sont plus éloignées; à l'inverse, dans un même bassin, il est possible d'établir une corrélation à l'aide soit d'un *critère lithostratigraphique,* soit d'un *critère biostratigraphique.* Le critère lithostratigraphique n'a le plus

▲ ***La* stratigraphie *est l'étude des matériaux de l'écorce terrestre déposés en strates, ou couches successives; ici, la* stratification, *principale structure sédimentaire, des formations paléozoïques du Grand Canyon (Colorado, U.S.A.).***

▼ ***Représentation* schématique des *relations entre formations et unités chronologiques : les traits noirs, épais, représentent les lignes isochrones; les traits plus minces, les limites de formations. Lorsque les secondes coïncident avec les premières, on dit que les limites sont* synchrones; *dans le cas contraire, elles sont dites* diachrones. *Le schéma montre également des changements latéraux de faciès ou* hétéropies latérales.**





▲ Différents types de corrélations. ***A et B, corrélations lithostratigraphiques selon la position dans la série : A, cas de formations identiques ; B, cas de formations différentes comprises entre des formations identiques. C et D, corrélations biostratigraphiques : C, par identité d'espèces ; D, par niveau évolutif.***

souvent qu'une valeur strictement locale mais il est facilement utilisable, alors que le critère biostratigraphique, de valeur plus sûre, n'est pas toujours applicable car toutes les formations ne sont pas fossilifères.

— *Les corrélations lithostratigraphiques.* On peut établir des corrélations lithostratigraphiques entre plusieurs localités lorsqu'il existe au moins l'un des caractères suivants : continuité latérale, identité lithologique, position relative des différentes unités lithostratigraphiques identique dans la série. Ce dernier caractère permet ainsi d'établir des relations entre des formations de lithologies différentes, mais comprises entre deux formations identiques.

— *Les corrélations biostratigraphiques.* Elles sont basées sur les organismes fossiles dont il est admis que l'évolution générale s'est effectuée avec la même vitesse en tous les points de globe. On peut ainsi établir des corrélations entre les formations de deux localités distinctes, quelle que soit leur nature lithologique, si elles renferment les mêmes faunes et les mêmes flores. Lorsqu'elles sont appliquées à des fossiles caractérisés par une vaste diffusion géographique, les corrélations biostratigraphiques permettent d'établir des corrélations entre des bassins sédimentaires appartenant à des régions éloignées l'une de l'autre, au besoin à l'aide de corrélations indirectes.

— Le critère des *datations absolues* est également utilisé pour définir des correspondances entre des séries éloignées. Par contre, le critère fondé sur la simultanéité de transgressions ou de cycles sédimentaires ne possède aucune valeur, ces phénomènes étant très variables dans le temps à l'intérieur d'un même bassin et présentant de ce fait encore moins de valeur chronologique pour deux bassins différents.

Dans un même secteur géographique, il peut arriver qu'une même unité stratigraphique soit caractérisée par le même sédiment, renfermant les mêmes faunes ; le dépôt est dit alors *isopique*. Par contre, dans un bassin sédimentaire, du fait même de la coexistence de plusieurs milieux (côtiers, de plate-forme, pélagiques), des sédiments différents se forment simultanément, chacun caractérisé par un faciès typique ; de tels dépôts sont dits *hétéropiques*. La reconstitution paléogéographique des bassins se fonde justement sur l'interprétation des séries relevées dans les différentes parties qui les constituent. Un autre phénomène d'hétéropie est lié à la formation, dans un bassin, de récifs organogènes. Au récif proprement dit s'associent du côté interne *(back-reef)* et externe *(fore-reef)* des formations qui, bien qu'ayant la même composition essentiellement calcaire ou calcaréo-dolomitique, diffèrent l'une de l'autre, et en même temps du récif, par la stratification, la texture, la structure et le contenu organique.

Le volcanisme externe, qui peut se développer aussi bien en milieu sous-aérien qu'en milieu sous-aquatique, donne également naissance à des formations hétéropiques ; en effet, à une série sédimentaire normale peuvent correspondre latéralement des laves ou des roches tufacées, ou bien des roches classiques à composante tufacée (grès tufacés, marnes, argiles tufacées).

Il est par conséquent difficile d'établir des corrélations entre des séries hétéropiques en raison de leur hétérogénéité tant lithologique que paléontologique. Presque toujours, le recours à des méthodes de corrélations indirectes s'impose. En effet, rares sont les cas où les affleurements continus permettent de suivre directement sur le terrain le passage d'un type de sédimentation à un autre. Un autre élément de complication intervient du fait que les *seuils de faciès* (zones où se produisent de brusques changements de faciès), qui coïncident généralement avec des escarpements abrupts, peuvent être intéressés par des mouvements tectoniques, ce qui rend difficile la reconstitution de la série stratigraphique.

Chronologie relative et chronologie absolue

A partir de la deuxième moitié du XIXe siècle, parallèlement au développement des théories orogéniques, toutes les sciences liées à la géologie ont pris consistance, et l'on a cherché à établir de diverses manières l'âge des roches et de la Terre, soit au moyen d'une *chronologie relative* (une formation ou un événement est plus jeune ou plus vieux par rapport — relativement — à d'autres), soit au moyen d'une *chronologie absolue*. On était, en effet, arrivé à la constatation que les restes fossiles d'animaux ou de plantes contenus dans les strates indiquaient des changements de faune et de flore au cours des temps, que l'un et l'autre devenaient toujours plus semblables aux faunes et flores modernes au fur et à mesure que l'on s'approchait de notre époque et que de nombreuses formes de vie ont existé pendant des périodes relativement brèves. Pour cette raison les fossiles représentent un moyen utile pour corréler les strates dans des localités éloignées, et il devenait par conséquent possible, sur ces bases, de dater les sédiments.

La chronologie relative

L'institution d'une chronologie relative remonte aux débuts de la géologie et dérive de l'application de méthodes de travail qui sont les méthodes traditionnelles de la géologie stratigraphique, énoncée par Sténon

(superposition des strates) et par Hooke (corrélations au moyen des fossiles) au XVIIIe siècle. Cependant, ce n'est qu'avec W. Smith (1769-1831) que l'on trouve, avec l'énoncé du *principe de l'évolution de la faune dans les temps géologiques,* la base de l'affirmation d'une chronologie géologique relative. Ce principe met effectivement en évidence la relation existant entre la transformation des organismes dans le temps et la succession stratigraphique des dépôts sédimentaires. Toujours à la même époque, Élie de Beaumont propose une méthode pour déterminer l'âge relatif des chaînes de montagnes plissées, en se basant sur le fait que l'âge du plissement doit être compris entre celui de la strate la plus jeune impliquée dans le mouvement et celui de la strate la plus ancienne déposée après que le mouvement s'est produit. Dans une série stratifiée, la strate la plus basse est évidemment la plus ancienne, celles qui lui sont superposées étant de plus en plus jeunes du bas vers le haut. En appliquant ce principe, dit *principe de superposition,* il est possible d'établir l'ordre de succession d'une série continue de couches.

La chronologie absolue

Parmi les premiers géologues qui essayèrent de déterminer la *durée* des différentes ères et des différentes périodes *(chronologie absolue),* il faut citer Lyell, qui, en 1867, adopta ce que l'on peut appeler l'*horloge paléontologique*. En étudiant les variations de la faune des Mollusques pendant le Cénozoïque et en les comparant avec celles qui se sont produites depuis le début de l'époque glaciaire (il avait admis pour le Pléistocène, en accord avec Croll, une durée de 1 million d'années et estima que l'évolution subie par les Mollusques pendant ce temps représentait un vingtième de l'évolution totale), il établit la durée du Miocène à 20 millions d'années. Grâce à des calculs analogues, il situa le début du Cénozoïque à 80 millions d'années et le début du Paléozoïque à 240 millions. Ces résultats sont vraiment significatifs quand on les compare avec ceux obtenus grâce aux méthodes actuelles basées sur la radio-activité, qui donnent 30 millions d'années pour le Miocène et 70 pour le Cénozoïque.

En 1914, Matthew, se basant sur l'évolution du cheval, estima la durée du Cénozoïque à 60 millions d'années. D'autres, comme Dana en 1876, Reede en 1879, Walcott en 1893, Goodchild en 1897, Sollas en 1909, se basèrent sur les relations entre l'érosion et la sédimentation. Leur méthode fut critiquée par Barrel en 1917 ; toutefois leurs résultats ne sont pas du tout inacceptables puisqu'ils donnent une durée de plusieurs centaines de millions d'années du début du Paléozoïque à nos jours. Cette méthode a été reprise en 1931 par Schubert, qui évalua à 500 millions d'années le temps parcouru depuis le début du Paléozoïque (720 en y incluant le Protérozoïque). Plus récemment, en 1947, Holmes, se basant sur l'épaisseur maximale relative des sédiments des différentes périodes, établit une échelle chronologique relative qu'il compara avec une échelle absolue fondée sur la *méthode du plomb*.

La *méthode des variations de la salinité des océans* a été proposée par l'astronome Halley (1656-1742), reprise par Joly en 1900, puis élaborée par Sollas de 1905 à 1909. Elle est basée sur l'hypothèse que les eaux des océans n'étaient pas salées à l'origine et que la salinité augmente avec l'apport annuel des fleuves. Elle a donné des valeurs largement inférieures à celles obtenues par d'autres méthodes. En 1938, Spencer et Murata, tenant compte des nombreuses difficultés que comporte cette méthode, établirent un âge de 500 à 700 millions d'années pour les premiers sédiments.

Lord Kelvin, en 1883, se basant sur la théorie du refroidissement uniforme de la Terre depuis l'époque où elle était encore à l'état fondu, trouva un maximum de 400 millions d'années et un minimum de 20 millions d'années, retenant cette dernière valeur comme la plus probable.

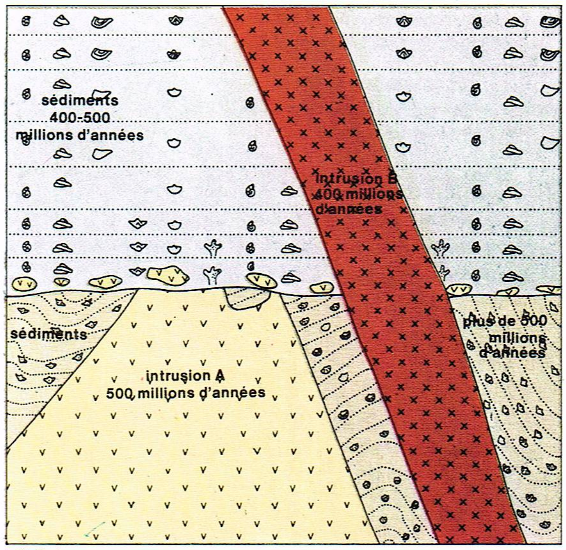
Au cours des dernières décennies, les recherches atomiques ont amené de nouvelles méthodes de mesure du temps géologique plus crédibles et plus exactes. Elles sont fondées sur le fait que certains éléments radio-actifs subissent un déclin atomique spontané, lent, donnant ainsi naissance à des produits stables. L'élément fondamental des calculs de datation est le rapport entre la quantité d'atomes de la souche d'une famille radio-active et la quantité d'atomes du produit final de la dégénérescence, ce qui correspond à la *demi-période* de transformation, temps nécessaire pour qu'une quantité donnée d'isotope radio-actif diminue par déclin de moitié. En résumé, on peut dire que si l'on rencontre dans une roche ou dans un organisme une certaine quantité de produit final, le calcul des années passées depuis que la souche a pris naissance se fait au moyen de la demi-période de transformation.

Parmi ces méthodes de datation, la plus ancienne est la *méthode du plomb*. Elle se base sur la dégénérescence de l'uranium et du thorium en plomb, et considère la transformation des isotopes radio-actifs U^{238}, U^{235} et Th^{232} en trois isotopes distincts et stables du plomb, respectivement Pb^{206}, Pb^{207} et Pb^{208}. U^{238} se transforme en Pb^{206} avec une demi-période de $4{,}5 \cdot 10^{9}$ ans (4,5 milliards d'années) ; U^{235} se transforme en Pb^{207} avec une demi-période de $0{,}71 \cdot 10^{9}$ ans ; Th^{232} donne l'isotope Pb^{208} avec une demi-période de $13{,}9 \cdot 10^{9}$ ans. Si un mélange de ces couples d'isotopes est présent dans un minéral ($U^{238} + Pb^{206}$, $U^{235} + Pb^{207}$, $Th^{232} + Pb^{208}$), des mesures d'âge calculées sur les différents couples offrent la possibilité de confronter les valeurs obtenues et d'en établir la validité. Par exemple, dans l'un des plus anciens échantillons provenant d'Afrique du Sud (Rhodésie), le rapport entre U^{238} et Pb^{206} indiquait un âge de 2 675 millions d'années, celui entre U^{235} et Pb^{207} un âge de 2 680 millions d'années et celui entre Th^{232} et Pb^{208}, un âge de 2 645 millions d'années. Un calcul indépendant exécuté sur le même échantillon et basé sur le rapport Pb^{207}/Pb^{206}, a donné un âge de 2 680 millions d'années. Cet accord entre les différentes méthodes montre que les analyses et les calculs qui en découlent sont fiables.

Les recherches sur l'âge des minéraux radio-actifs et des roches ont été améliorées au cours des dernières années grâce à plusieurs progrès : une détermination plus précise des *constantes de désintégration,* une reconnaissance des différents isotopes des éléments impliqués dans des désintégrations radio-actives, et la découverte d'autres substances que l'uranium et le thorium, substances fournissant des données plus significatives.

La *méthode rubidium-strontium* proposée par Goldschmidt (1938) est basée sur le fait qu'un isotope radio-actif du rubidium (Rb^{87}) se désintègre avec une demi-période d'environ $62 \cdot 10^{9}$ ans et produit du strontium (Sr^{87}) avec émission de particules β.

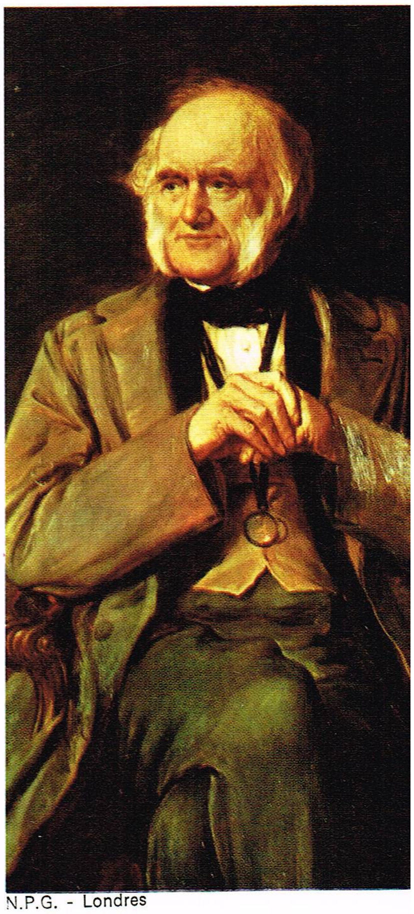
La *méthode potassium-argon* est basée sur le fait qu'un isotope radio-actif du potassium (K^{40}) se désintègre avec une demi-période de $1{,}3 \cdot 10^{9}$ années et donne 12 % d'argon (A^{40}) et 88 % de calcium (Ca^{40}). Même si le K^{40} représente seulement 0,012 % du potassium qui se trouve dans la nature, cet élément est tellement répandu dans les feldspaths et les autres minéraux des roches que l'utilisation de cette méthode s'avère rentable, et les mesures ainsi obtenues s'accordent bien avec les corrélations faites par les méthodes paléontologiques.



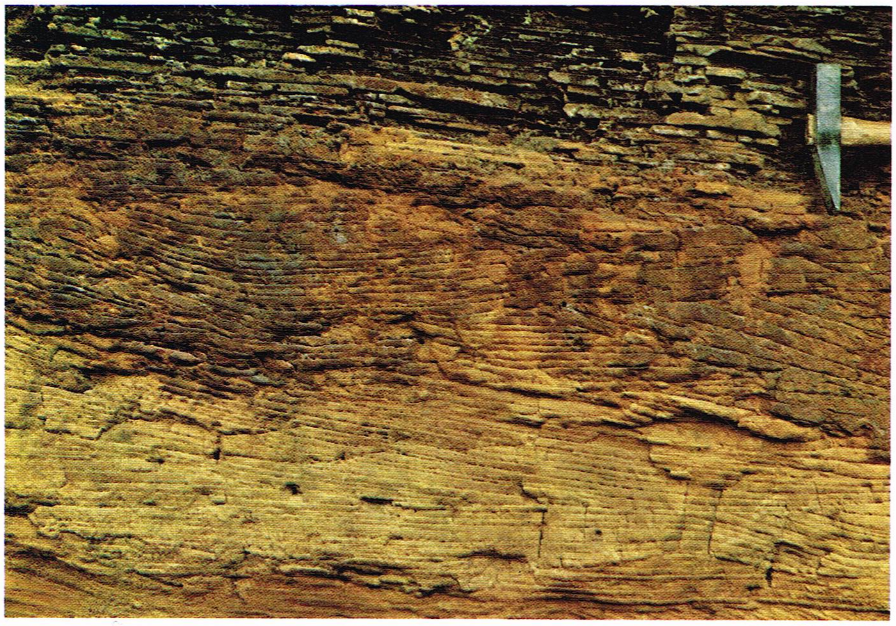
I.G.D.A.

◄ **Chronologie relative *et* chronologie absolue.** ***Dans une série de sédiments plus anciens (partie inférieure du schéma), plissés au cours d'une orogenèse, une intrusion de magma s'est produite qui a donné naissance à des roches ignées (intrusion A). Cette croûte plissée, primitive, a été soumise à l'érosion, puis recouverte par une nouvelle couche de sédiments (partie supérieure du schéma). Une nouvelle intrusion s'est alors produite (intrusion B), qui a traversé tant les sédiments les plus anciens que les plus récents. L'âge relatif des couches sédimentaires est déterminé en appliquant les critères de la superposition des strates et en comparant les fossiles contenus dans chacune d'elles. Ainsi, l'intrusion A apparaît plus récente que les dépôts inférieurs et plus ancienne que les dépôts supérieurs, tandis que l'intrusion B est plus récente que les deux séries de sédiments. La radio-activité permet de déterminer l'âge absolu des deux intrusions, tandis que l'âge des deux séries de sédiments ne peut être déterminé que de façon approximative, sachant que chacune d'elles est plus ancienne ou plus récente que les intrusions.***

▼ ***Le géologue écossais* Charles Lyell *(1797-1875).***



N.P.G. - Londres


Institute Geological Sciences

▲ ***Exemple de dépôts fluviatiles** : la sédimentation a lieu uniquement tant que le fleuve se trouve en dessous de son propre profil d'équilibre.*

La *méthode du radiocarbone* s'est développée depuis que Libby et ses collaborateurs, en 1947, ont établi que l'isotope C^{14} est produit par l'isotope de l'azote N^{14} dans la haute atmosphère sous l'effet du bombardement des neutrons (rayons cosmiques) venus de l'espace externe. Chaque atome de N^{14} donne un atome de C^{14} et un proton ; le C^{14} se combine avec l'oxygène O pour donner l'anhydride carbonique radio-actif $C^{14}O_2$, qui arrive à la surface de la Terre et est absorbé par la matière vivante. Des observations successives ont mis en évidence que pour chaque type d'organisme, le rapport C^{14}/C^{12} est constant. De même, il a été constaté que quand un animal ou une plante meurt, le C^{14} contenu dans l'organisme se désintègre avec une demi-période de 5 730 ans ; ainsi, cette méthode permet de dater les objets jusqu'à un maximum d'environ 40 000 ans.

Quoi qu'il en soit, toutes les méthodes exposées ci-dessus ont des limites et présentent des complications empêchant leur application immédiate. Ainsi, par exemple, dans la méthode du plomb, il faut savoir que tout le plomb présent dans la croûte terrestre n'est pas d'origine radio-active ; de même, l'application de la méthode du radiocarbone est rendue plus complexe du fait que la quantité initiale de C^{14} présent dans les organismes peut, pour diverses raisons, varier.

Les milieux de sédimentation

Les matériaux de l'écorce terrestre ont pu se déposer dans un *milieu marin*, dans un *milieu continental*, ou dans un *milieu de transition*. Les terrains sédimentaires déposés en milieu marin sont plus répandus et plus fossilifères que ceux du milieu continental. Dans le milieu marin, en effet, l'accumulation de sédiments se produit de manière à peu près continue durant de longues périodes, alors que les processus d'érosion ne se manifestent que dans des conditions exceptionnelles. En revanche, à la surface des continents, les processus de dégradation intéressent de vastes aires durant de longues périodes, tandis que les processus de sédimentation s'effectuent dans des surfaces plus limitées et durant des temps plus courts. Il s'ensuit que les séries continentales sont plus discontinues que les séries marines, et l'on comprend pourquoi, dans la construction de l'échelle chronologique relative, les formations continentales ont été introduites uniquement là où il n'était pas donné de connaître les séries marines correspondantes.

Les milieux marins

Dans les milieux marins, on distingue : une zone néritique, une zone bathyale et une zone abyssale, possédant chacune des caractéristiques bien définies de profondeur, d'étendue, d'origine des matériaux et de types de sédiments.

Les milieux de la **zone néritique,** ou encore de la plate-forme continentale, qui s'étend de la ligne des côtes jusqu'au bord externe du talus continental (en moyenne jusqu'à —200 m), peuvent être très divers, puisqu'ils sont influencés par la nature de l'arrière-pays, l'apport des matériaux terrigènes, l'exposition aux courants et le climat. Certaines séries néritiques peuvent être entièrement organogènes, alors que d'autres sont entièrement détritiques ; toutefois, elles présentent toujours quelques caractères communs, comme l'abondance et la variété des organismes, des discontinuités (diastèmes), fréquentes dans la série, la variabilité du faciès des sédiments. Par ces caractères, elles contrastent avec la monotonie plus grande des milieux plus profonds.

La **zone bathyale** (en moyenne jusqu'à —2 000 m) correspond à la partie supérieure du talus continental, tandis que la **zone abyssale** (au-delà de —2 000 m) correspond à la partie inférieure du talus continental et au plateau océanique. La distinction entre ces deux zones est maintenue par habitude, puisque la détermination de la profondeur de sédimentation des matériaux n'est possible qu'à l'intérieur de certaines limites approximatives. Les sédiments qui se déposent sont essentiellement fins ; cependant, soit du fait de phénomènes tectoniques (formation d'escarpements susceptibles de donner lieu à des éboulements), soit du fait de courants de turbidité provenant essentiellement du talus continental, on peut également noter la présence de matériaux grossiers. Les séries sédimentaires, formées à partir de courants de turbidités, dites encore *turbidites*, prennent aussi le nom de *flysch* (mot d'origine suisse servant à désigner les terrains glissants). Les séries de type flysch ont généralement une forte épaisseur et se présentent comme des séries détritiques stratifiées où les éléments détritiques se distribuent en séquences granoclassées, séparées par des surfaces basales riches en figures de sédimentation.

Les milieux continentaux

Les milieux continentaux présentent une plus grande variété que les milieux marins ; les plus caractéristiques sont les piémonts, les milieux désertiques et lacustres, les dépôts fluviatiles et les dépôts glaciaires.

Le **piémont** est le siège d'une sédimentation très active et, dans ses dépôts, les dimensions des fragments varient dans des limites assez larges.

Les **dépôts fluviatiles** des régions plates, en revanche, présentent une sélection granulométrique beaucoup plus poussée, et la sédimentation a lieu uniquement tant que le fleuve se trouve en dessous de son propre profil d'équilibre ; aussi les sédiments ont-ils une forte épaisseur uniquement dans le cas d'une région soumise à effondrement.

Les **milieux désertiques** présentent, dans des conditions particulières, une sédimentation qui peut être très active ; le sable transporté et accumulé par le vent forme les dunes ; toutefois, aussi étrange que cela puisse paraître, l'agent le plus important d'érosion et de transport est l'eau, sous forme de pluie (rare et à caractère torrentiel). Les sables éoliens présentent des grains arrondis de forme caractéristique et une sélection granulométrique élevée.

Les **dépôts glaciaires** sont représentés par les *moraines* et les *lœss*. Les *moraines* sont des accumulations de matériaux détritiques aux dimensions les plus diverses, non sélectionnés granulométriquement et dépourvus de stratification. Le *lœss* est une accumulation de poussière transportée par le vent, qui a exercé une action de déflation sur les dépôts périglaciaires, et déposée dans des régions où la végétation est suffisante pour la retenir.

Dans les **milieux lacustres,** les dépôts sont conditionnés par la nature lithologique du bassin et par le régime des cours d'eau qui l'alimentent. Un produit typique de la sédimentation des lacs périglaciaires est représenté par les *varves,* constituées de minces couches alternativement silteuses et argileuses. Les premières proviennent de la sédimentation des eaux troubles de la saison estivale, les secondes d'une lente décantation durant la période hivernale. Ce cycle annuel permet d'établir une chronologie absolue des sédiments déposés dans les bassins lacustres aux époques glaciaires.

Les milieux de transition

Des milieux de transition, généralement limités dans l'espace, séparent les milieux marins et continentaux. Les dépôts de ce type se présentent sous forme de bandes allongées le long de la ligne de contact entre la mer et la terre. Les passages d'un milieu à l'autre sont fréquents, car il suffit de faibles variations de la mer par rapport à la terre pour apporter des modifications substantielles dans la zone côtière. Les plus caractéristiques sont les milieux deltaïque, lagunaire et littoral.

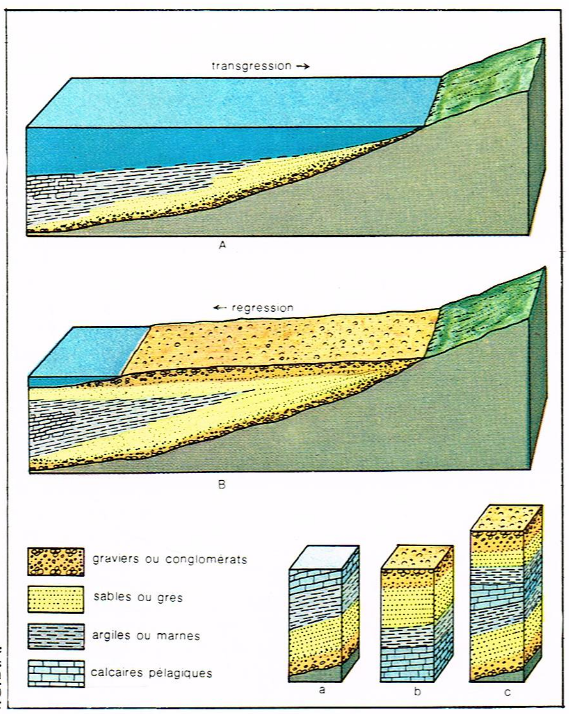
Le **milieu deltaïque** s'observe à l'embouchure des cours d'eau se jetant dans la mer ou, éventuellement, dans les bassins lacustres. Il est caractéristique par la composition et la structure de ses sédiments (grès grossiers ou fins à stratifications obliques), ainsi que par ses associations biologiques. On y observe une double transition : d'un côté avec le milieu continental, où souvent il n'existe pas de dépôts (aire de dénudation), de l'autre avec le milieu marin.

En ce qui concerne le **milieu lagunaire,** il faut distinguer les lagunes séparées de la mer par une barrière sédimentaire d'origine clastique (plages sablonneuses) de celles où cette barrière est d'origine organique (barrière corallienne) : les conditions morphologiques ainsi que les sédiments y sont différents. Dans les premières, caractérisées par une faible salinité (du fait de l'apport d'eau douce réalisé par les fleuves), les sédiments sont finement détritiques et, en général, régulièrement stratifiés.

Lorsque la circulation d'eau est faible, des Bactéries peuvent se développer sur le fond et exercer une action réductrice à l'égard des sulfates, déterminant ainsi les conditions qui caractérisent le *milieu euxinique* (marnes et argiles noires sapropéliques).

Dans les climats chauds et arides, lorsque l'évaporation est supérieure à l'apport en eau provenant tant des fleuves que de la mer, on peut observer la formation de *dépôts d'évaporation.* Dans les lagunes délimitées par des barrières coralliennes, la salinité est supérieure à celle de la mer ouverte ; la sédimentation, qui est essentiellement contrôlée par des facteurs thermiques, est typiquement calcaire, de nature chimique ou organique.

Le **milieu littoral** (encore appelé *zone intercotidale*) correspond à la bordure côtière comprise entre les niveaux de la haute et de la basse mer, qui déterminent son émersion et sa submersion périodiques. Les facteurs qui influencent la sédimentation sont éminemment mécaniques ; il s'agit d'un milieu réalisant la transition d'un côté avec le milieu continental, de l'autre avec le milieu néritique. Les plages sont constituées de sables bien sélectionnés, mais on rencontre aussi des plages cailouteuses. Si le pendage du fond est très faible et la dénivellation des marées forte, la zone intercotidale se déploie sur quelques kilomètres : on parle alors de *plateau intercotidal,* caractérisé par des sédiments argileux ou silteux, ne se distinguant des sédiments lagunaires que par une oxydation plus intense.



I.G.D.A.

◀ **Trangressions, régressions *et* cycles sédimentaires.** ***Schéma* A *et coupe* a *: exemple d'une transgression et d'une série transgressive ; schéma* B *et coupe* b *: exemple d'une régression et d'une série régressive ; schéma* B *et coupe* c *: exemple d'un cycle sédimentaire.***

Les phénomènes sédimentaires

Transgressions et régressions, cycles sédimentaires

Les variations du niveau de la mer par rapport aux terres émergées prennent le nom de *transgressions* si le milieu marin envahit le milieu précédemment émergé ; dans les cas inverses, on parle de *régressions.* Ces phénomènes peuvent être provoqués respectivement par un abaissement ou un soulèvement de l'aire continentale à la suite de mouvements épirogéniques, ou encore par un soulèvement ou un abaissement du niveau de la mer, en rapport avec des causes épirogéniques et climatiques.

Une série marine débutant par des sédiments détritiques et évoluant, comme cela se produit généralement, vers des types lithologiques de plus en plus marneux et carbonatés prend le nom de **série transgressive.** L'une des plus simples présente des sédiments grossiers près de la côte auxquels succèdent, vers le large, d'abord des sables, puis des argiles. Les séries ne sont pas nécessairement détritiques ; en effet, quelques-unes sont uniquement carbonatées et débutent par des brèches calcaires ou des calcarénites évoluant vers le haut jusqu'aux calcilutites et aux véritables calcaires pélagiques. La présence de conglomérats de base, même d'épaisseur réduite, ou de brèches intercalées (brèches de transgression) n'est pas un élément indispensable pour attester une transgression. Celle-ci peut en effet se traduire par la superposition d'une série marine sur une série continentale ou sur une autre série marine, les deux séries marines étant alors séparées par une discontinuité de sédimentation.

La **série régressive** diffère de la série transgressive par le fait que le passage du milieu sous-aquatique au milieu sous-aérien favorise la démolition des sédiments, tandis que dans les séries précédentes les conditions sont favorables à la sédimentation.

L'ensemble des formations marines comprises entre deux régressions prend le nom de **cycle sédimentaire.** Celui-ci, théoriquement, présente la séquence lithologique suivante : conglomérat de base, grès, argiles, conglomérats sommitaux. Il s'agit, bien entendu, d'une série détritique ; si l'évolution est assez poussée, on peut même arriver au dépôt de calcaires pélagiques, qui constituent le sédiment marin le plus évolué. Les dépôts clastiques représentés sur le schéma ci-dessous sont *gradués* et montrent un granoclassement décroissant dans la phase transgressive et croissant dans la phase régressive.

Une série sédimentaire marine peut être continue ou discontinue.

Elle est considérée comme *continue* lorsqu'elle ne présente ni discordances angulaires, ni phénomènes importants indiquant une interruption dans la sédimentation (conglomérats de base, brèches de transgression, etc.), ni *hard grounds* (niveaux durcis), ni surfaces de discontinuité, ou bien lorsqu'elle est lithologiquement homogène ou montre, d'une manière générale, une continuité lithologique. Ces caractères ne sont cependant pas suffisants pour que l'on puisse affirmer la continuité de la série. Pour en avoir la certitude, il est nécessaire de recourir aux données paléontologiques ou micropaléontologiques ; elles permettent de savoir si tous les plans géologiques, avec leurs zones paléontologiques correspondantes, sont représentés.

La *discontinuité* dans une série (lacune stratigraphique) se présente, en revanche, lorsque se vérifient les cas négatifs cités plus haut, c'est-à-dire : la discordance angulaire *(angular conformity),* la discordance parallèle *(disconformity),* la continuité apparente *(paraconformity)* le dépôt sur un substratum cristallin ou cristallophyllin non stratifié *(non conformity).*

Sédimentation et tectonique

Une relation étroite existe entre la sédimentation et la tectonique, du fait que ce sont les mouvements du sol (substratum) qui régissent en partie l'accumulation des sédiments. La distribution dans l'espace et dans le temps



Ermie - Jacana

▲ *Exemple de* **discordance** *du Lias sur le Précambrien dans la vallée de la Laize.*

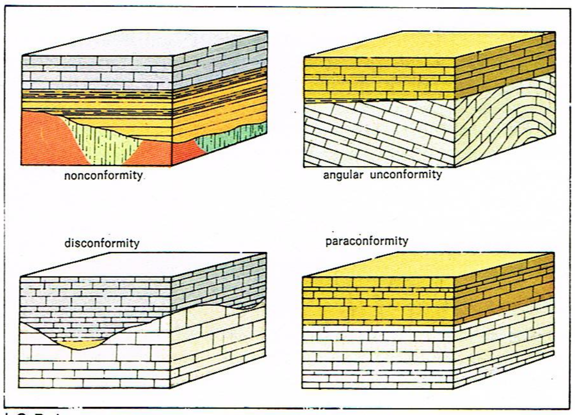
des différents types de séries (continentales, néritiques épicontinentales et de plate-forme, pélagiques, géosynclinales, etc.), caractérisés chacun par l'association de types lithologiques particuliers, n'est pas due au hasard : elle présente des éléments spécifiques qui définissent le caractère géotectonique de chaque région.

Les **séries épicontinentales,** si elles reposent sur un substratum demeuré stable durant de longues périodes, ne présentent généralement pas de discontinuité importante; toutefois, bien que la sédimentation se soit prolongée dans le temps, leurs épaisseurs sont faibles. En revanche, un substratum instable, affecté de soulèvements répétés *(aires tectoniquement positives),* peut donner naissance à des séries minces présentant des hiatus. Ce même substratum instable, mais dont la subsidence est marquée *(aires tectoniquement négatives),* se traduira par des séries plus puissantes. Dans ce cas, la vitesse de dépôt des sédiments peut être supérieure à la vitesse de subsidence du bassin, lequel sera ainsi rapidement comblé. Dans le cas contraire, la série évoluera vers des sédiments caractéristiques d'une région plus profonde; si les deux vitesses sont équivalentes, on aboutira à la formation de puissantes séries monotones.

Les **séries de la plate-forme continentale,** où l'on observe fréquemment d'imposantes accumulations de matériaux de milieu néritique, atteignent généralement des épaisseurs considérables. Dans de nombreux cas, elles se rattachent aux séries épicontinentales, dont elles diffèrent par leur puissance et par le nombre plus réduit des lacunes stratigraphiques, nombre qui tend à diminuer encore en allant du continent vers l'océan. Au fur et à mesure que l'on se déplace vers le large, l'épaisseur des sédiments a tendance à diminuer, et les faciès sont essentiellement pélagiques.

Les **sédiments pélagiques** sont généralement fins, argilo-gréseux, calcaires ou siliceux, de faciès plus homogènes que les sédiments néritiques; leur vitesse de sédimentation est réduite. Ils ne renferment pas de trace d'émersion, mais on peut y rencontrer des lacunes : surfaces durcies, ou *hard grounds,* dues soit à un arrêt temporaire de la sédimentation, soit à la dissolution des sédiments.

Les sédiments déposés dans des aires orogéniques qui évolueront plus tard en chaînes de montagnes se diversifient parfois en harmonie avec les futurs grands domaines structuraux. Schématiquement, ces séries, dites *géosynclinales,* peuvent être regroupées selon deux types fondamentaux de faciès : ceux des *eugéosynclinaux* pour le domaine interne, et ceux des *miogéosynclinaux* pour le domaine externe. Les miogéosynclinaux présentent généralement d'abondantes formations néritiques, les eugéosynclinaux des séries de faciès flysch et des roches basiques ou ultrabasiques (roches vertes, ophiolites), témoins d'une activité magmatique localisée principalement dans la partie interne de l'orogène.

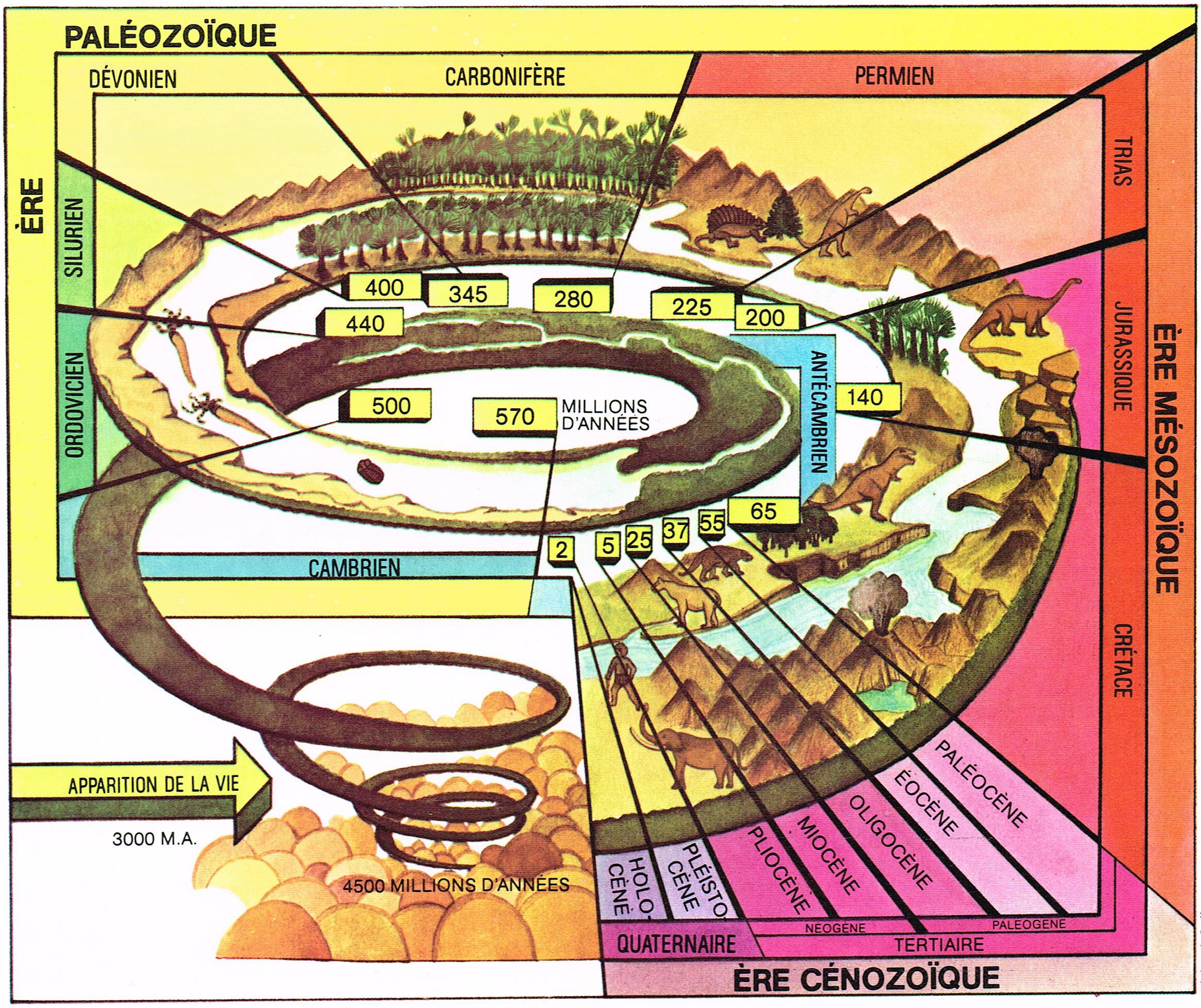


I.G.D.A.

▶ *Représentation schématique des divers types de* **discordances.**

BIBLIOGRAPHIE

AZZAROLI A., CITA M.B., *Geologia stratigrafica,* La Goliardica, Milan, 1963-1967. - DUNBAR C.O. et RODGERS J., *Principles of Stratigraphy,* Wiley, New York, 1957. - GIGNOUX M., *Géologie stratigraphique,* Masson, Paris, 1943. - KRUMBEIN W.C., et SLOSS L.L., *Stratigraphy and Sedimentation,* Freeman, San Francisco, 1951. - LOMBARD A., *Géologie sédimentaire,* Masson, Paris, 1956. - *Méthodes et tendances de la stratigraphie,* Mém. B.R.G.M., n° 77, Paris, 1972. - PETTIJOHN F.J., *Sedimentary Rocks,* Harper's, New York, 1957.



▲ *Représentation schématique des* **temps géologiques** *avec la* **succession des ères et des périodes illustrées par quelques événements marquants.** *On notera que l'échelle des temps n'est pas respectée (en particulier pour les périodes les plus récentes) et que quelques dates sont assez approximatives, notamment pour l'Oligocène (d'après M. Petzold).*

GÉOLOGIE HISTORIQUE ET RÉGIONALE

Les grandes divisions de la stratigraphie ont été basées sur les principales formes de vie à des moments déterminés. Pour tout détail concernant les formes de vie, se reporter au chapitre consacré à la paléontologie.

Les deux principaux systèmes *(Eon)* sont le *Cryptozoïque* (= vie cachée) et le *Phanérozoïque* (= vie évidente).

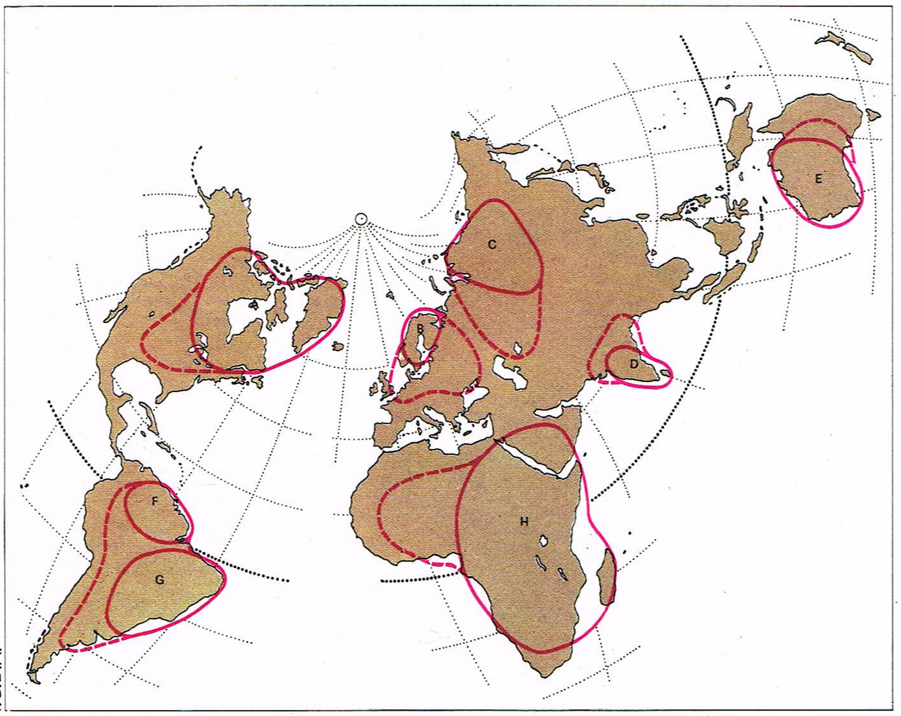
Le Cryptozoïque a été divisé par certains chercheurs en trois *ères :* l'*Azoïque* (= sans vie), l'*Archéozoïque* (= vie primordiale), et le *Protérozoïque* (= vie très primitive); d'autres ont considéré comme synonymes Archéozoïque et Protérozoïque; d'autres encore préfèrent le terme *Archaïque* à Azoïque; beaucoup enfin parlent de *Précambrien* (c'est ce terme que nous utiliserons).

Le Phanérozoïque a également été subdivisé en trois ères : le *Paléozoïque* (= vie antique) dominé par les Invertébrés, le *Mésozoïque* (= vie intermédiaire) dominé par les Reptiles, et le *Cénozoïque* (= vie récente) dominé par les Mammifères.

Chacune de ces ères est ensuite partagée en *périodes* qui, à leur tour, sont divisées en *époques,* subdivisées ultérieurement en *âges.* Ce travail d'identification et de reconnaissance des successions s'est déroulé principalement dans la première moitié du XIXᵉ siècle; il a eu pour excellent résultat de donner en peu de temps les traits principaux de la stratigraphie des formations sédimentaires et les principes de base de la *géochronologie* de la croûte terrestre.

Précambrien

Cette partie immense de l'histoire de la Terre représente environ les 5/6 des temps géologiques puisqu'elle s'étend de —4 500 millions à —570 millions d'années. Le Précambrien est essentiellement représenté par des roches métamorphiques (gneiss, micaschistes, phyllades, etc.) et des roches éruptives (principalement des granites) pour la partie inférieure *(Archéen),* tandis que dans la partie supérieure *(Algonkien),* outre les roches précédentes, on observe des sédiments peu altérés, comme des conglomérats, des grès, des schistes argileux, des calcaires avec traces de fossiles (l'apparition de la vie remonterait à environ 3 milliards d'années). En Europe occidentale et au Canada notamment, le Précambrien est surmonté en discordance par les terrains du Cambrien (cependant, le passage se fait parfois sans interruption apparente avec les sédiments fossilifères de cette période). La limite inférieure des terrains précambriens coïncide idéalement avec l'époque de formation de la première croûte terrestre; il est néanmoins très probable



▲ **Boucliers continentaux** ***(traits rouges pleins), constitués par des roches de l'Antécambrien (les tiretés rouges délimitent les plates-formes correspondantes) : A, Laurentien; B, Baltique; C, Sibérien; D, Indien; E, Australien; F, Guyanais; G, Amazonien; H, Africain;***

qu'il ne reste rien de cette croûte primordiale car elle devait être très mince, facilement désagrégée et refondue par les mouvements du magma.

Au cours du Précambrien se produisirent de nombreux cycles orogéniques importants (sept au moins ont été reconnus en Afrique), signalés par des discordances entre les différents terrains; ils ont été accompagnés d'importantes manifestations magmatiques intrusives et effusives ainsi que d'intenses phénomènes métamorphiques avec des processus de migmatisation, d'anatexie et de palingenèse, lesquels se sont souvent développés à l'échelle régionale. Parmi les principaux cycles orogéniques, il faut signaler ceux qui, en Europe septentrionale, ont donné naissance aux *chaînes* des *Svéco-fennides,* des *Karélides* (on tend cependant aujourd'hui à les considérer comme appartenant à un seul cycle de plissement) et des *Hébrides* et, en Amérique du Nord, aux chaînes *Laurentienne, Algomienne* et *Huronienne*.

Actuellement, les roches précambriennes sont, pour la plupart, profondément enfouies. Cependant, dans quelques zones de la Terre, elles ont été mises au jour, soit par des mouvements orogéniques, soit par érosion des couches sus-jacentes. Elles se trouvent ainsi au centre des chaînes plissées plus récentes ou bien constituent de grands *boucliers* stables, sur des aires immenses. Parmi ceux-ci, les plus connus sont : le bouclier *laurentien* en Amérique du Nord, le bouclier *baltique* en Europe, le bouclier *sibérien* (continent d'Angara), le bouclier de l'*Antarctide,* le bouclier *éthiopien* en Afrique, celui de la *Guyane* et de l'*Amazonie* en Amérique du Sud, ceux de l'*Australie occidentale* et de la *péninsule indienne*. Les boucliers africain, amazonien, de l'Australie et de l'Inde, actuellement séparés, devaient initialement être réunis, constituant le vaste *continent de Gondwana*.

Il existe aussi des formations métamorphiques précambriennes dans les Alpes, en Calabre et en Sicile, dans les Pyrénées, dans le Massif armoricain et le Massif central, où elles ont été reprises dans des orogenèses ultérieures.

Les plus anciennes traces de vie présentes en Amérique du Nord sont des restes d'Algues et de Champignons auxquels on a attribué un âge variant entre 1 et 2 milliards d'années. Dans le bouclier rhodésien, on a trouvé des charbons (provenant vraisemblablement de végétaux) associés à des roches ayant 2,6 milliards d'années. En Australie et au Canada, on a découvert des graphites et des argilites calcaires témoignant de l'existence de matière organique. Le plus ancien organisme trouvé dans le bouclier baltique (Finlande) a été interprété comme une Algue *(Corycium enigmaticum)* et daté d'environ 1 milliard d'années. Dans les gneiss du Canada d'abord, puis dans d'autres régions, ont été signalés des restes d'organismes supposés *(Eozoon canadensis)*.

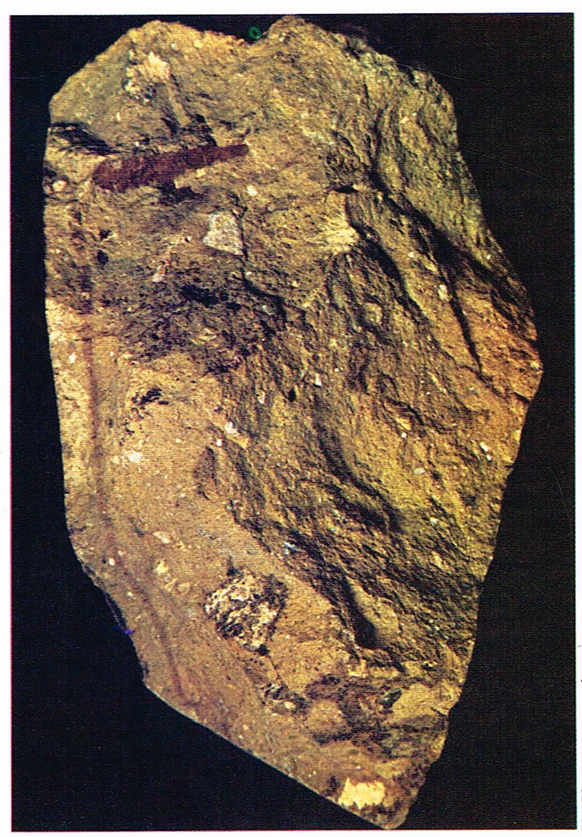
Les restes fossiles animaux sont également assez fréquents : spicules d'Éponges, organismes proches des Tabulés *(Carelazoon jatulicum),* Stromatopores, Mollusques, Crinoïdes et Annélides. La faune d'Adélaïde (Australie) est plus importante et moins développée, elle comprend des Annélides, des Brachiopodes, des Ptéropodes, et peut-être des Céphalopodes.

Dans les terrains précambriens de nombreuses régions, des conglomérats contenant des blocs striés, noyés dans une matrice argileuse, ont été découverts; ils représentent les traces de moraines anciennes et sont appelés *tillites*. Ces dépôts ont été trouvés en de nombreux endroits. Par contre, en Finlande et en Écosse *(grès de Torridon)* existent des conglomérats et des sables d'origine désertique et, en d'autres régions (en Amérique septentrionale, par exemple), on connaît des sédiments calcaires provenant de mers chaudes. Toutes ces données montrent que depuis l'origine de la Terre, des zones chaudes et des zones couvertes de glaciers ont coexisté avec une distribution variable dans l'espace et le temps.

Les dépôts miniers de l'ère précambrienne ont une importance particulière. C'est le cas, par exemple, des dépôts de fer d'Amérique du Nord, de Suède, d'Afrique du Sud, du Brésil, du Venezuela et d'Ukraine. Au Canada, se trouvent aussi de grands gisements de cuivre, de nickel, d'or (également abondant en Afrique du Sud, en Australie et en Inde), et d'uranium. D'autres gisements uranifères importants existent en Afrique centrale.

Ère paléozoïque, ou Primaire

L'ère paléozoïque (du grec παλαιός = ancien, et ζῷον = vivant), ou Primaire (ère des Poissons), s'étend sur environ 345 millions d'années. Elle est caractérisée par un développement notable des formes vivantes (parmi lesquelles domine le groupe des Invertébrés) et par l'apparition des premiers Poissons, des Amphibiens, des Reptiles, ainsi que celle des plantes terrestres. Autrefois, l'opinion était répandue que le développement subit des organismes au début du Paléozoïque (phénomène qui délimite nettement vers le bas les terrains attribués à l'ère en question) était seulement apparent; on pensait que les terrains précambriens avaient subi un métamorphisme général qui avait fait disparaître toutes traces de fossiles.



▶ ***Les traces de moraines anciennes dans les terrains précambriens de nombreuses régions sont appelées*** tillites; ***ici une grande tillite du Katanga.***

Cependant, la découverte de roches infracambriennes non métamorphiques, et dans lesquelles les formes de vie existent en nombre réduit, a renforcé le critère utilisé pour définir la limite inférieure du Paléozoïque. Ce développement soudain de la vie est certainement dû à d'autres causes, comme une modification du climat et de la composition atmosphérique qui a permis une multiplication rapide des organismes.

La présence de sédiments clastiques est associée à l'existence de cycles orogéniques, comme le cycle *calédonien* (Silurien supérieur) et le cycle *hercynien* (Permo-Carbonifère). Un autre fait remarquable est l'intense activité magmatique qui a donné naissance à des masses intrusives ou effusives importantes.

Au Paléozoïque, les variations climatiques semblent avoir été moins marquées qu'actuellement, ce qui laisse supposer que les climats devaient être relativement uniformes. Seule la présence de tillites dans le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur de l'hémisphère austral indique un climat froid et humide (Amérique du Sud, Afrique centrale et du Sud, Inde et Australie). La distribution dans les deux hémisphères de la flore à *Pecopteris* (climat chaud) et à *Gangamopteris* (climat froid) se rapporte à cette glaciation.

En Europe continentale, le Paléozoïque est habituellement divisé en six périodes : le *Cambrien*, l'*Ordovicien*, le *Silurien*, le *Dévonien*, le *Carbonifère* et le *Permien*. En Amérique, le *Mississippien* et le *Pennsylvanien* remplacent le Carbonifère ; on obtient ainsi une division en sept périodes.

SUBDIVISIONS DE L'ÈRE PRIMAIRE

	Époques		Étages	Phases tectoniques
225 MA	PERMIEN	SUPÉRIEUR	*Thuringien (Zechstein)*	
		MOYEN	*Penjabien (Saxonien)*	
		INFÉRIEUR	*Kungurien*	hercynienne : phase saalienne (Oural)
			Artinskien	
280 MA			*Sakmarien*	
	CARBONIFÈRE	SUPÉRIEUR PENNSYLVANIEN	*Ouralien (Stéphanien)*	hercynienne : phase asturienne
			Moscovien (Westphalien)	
			Namurien	hercynienne : phase sudète
		INFÉRIEUR MISSISSIPPIEN (Dinantien)	*Viséen*	
345 MA			*Tournaisien*	hercynienne : phase bretonne
	DÉVONIEN	SUPÉRIEUR	*Famennien*	
			Frasnien	
		MOYEN	*Givétien*	
			Eifélien (Couvinien)	
		INFÉRIEUR	*Coblencien*	
400 MA			*Gédinnien*	calédonienne : phase des Ardennes
	SILURIEN	SUPÉRIEUR	*Ludlowien*	
			Wenlockien	
440 MA		INFÉRIEUR	*Llandovérien (Valentien)*	calédonienne : phase taconique (Appalaches)
	ORDOVICIEN	SUPÉRIEUR	*Ashgillien*	
			Caradocien	
		MOYEN	*Llandeïlien*	
		INFÉRIEUR	*Arenigien (Skiddawien)*	
500 MA			*Trémadocien*	
	CAMBRIEN	SUPÉRIEUR	*Potsdamien*	
		MOYEN	*Acadien*	
570 MA		INFÉRIEUR	*Géorgien*	

▲ *Division en six périodes géologiques de l'ère* **paléozoïque,** *ou* **Primaire,** *pour l'Europe continentale.*

Cambrien (de —570 à —500 M. A.)

Subdivisions et terrains

Le terme de Cambrien, proposé par Segdwick en 1836, dérive de *Cambria*, nom latin du pays de Galles. On y distingue généralement trois étages : le *Géorgien*, l'*Acadien* et le *Potsdamien* (noms provenant de localités d'Amérique du Nord). Ces distinctions correspondent respectivement aux Cambriens inférieur, moyen et supérieur, et sont essentiellement basées sur la succession des faunes à Trilobites. Ces faunes ne sont pas uniformément distribuées sur la Terre et permettent de distinguer deux provinces géologiques : la *province atlantique* (Europe et côtes atlantiques de l'Amérique du Nord) et la *province pacifique* (reste de l'Amérique du Nord, de l'Argentine, de la Chine et de l'Australie).

Au *Cambrien inférieur*, les faunes d'Europe nord-occidentale et d'Amérique du Nord sont caractérisées par les genres *Olenellus* et *Ellipsocephalus*, tandis qu'en Chine, en Australie et dans une partie de l'Europe méridionale, elles le sont par le genre *Redlichia*.

Au *Cambrien moyen*, les genres caractéristiques de la province atlantique sont *Paradoxides* et *Agnostus*, tandis que dans la province pacifique on observe *Olenoides*, *Ptychoparia* et, dans les cordillères d'Amérique du Nord, *Bathyuriscus*.

Enfin, au *Cambrien supérieur*, la province atlantique est caractérisée par le genre *Olenus* et la province pacifique par *Dickellocephalus*.

Les roches de cette période (sables, grès, calcaires, quartzites, etc.) constituent une série pouvant atteindre localement plusieurs milliers de mètres ; elles ont conservé dans de vastes zones les caractères lithologiques sédimentaires originels et sont souvent riches en fossiles, notamment celles du Cambrien moyen.

Événements et paléogéographie

Le Cambrien correspond généralement à un cycle sédimentaire, débutant par une transgression et se terminant par une régression. Excepté quelques manifestations magmatiques acides développées localement (en Europe occidentale notamment), il n'y a pas eu de phénomènes orogéniques importants pendant cette période.

Sur les plates-formes de bordure des boucliers précambriens, là où les chaînes huroniennes ont été érodées, pénéplanées et recouvertes par les mers épicontinentales, la série cambrienne repose naturellement en discordance sur le Précambrien (la plate-forme africaine, le Massif armoricain par exemple). Par contre, à la périphérie des boucliers précambriens, là où il n'y a pas eu de plissement à la fin du Précambrien, la sédimentation ne présente pas de lacune et de puissantes séries ont pris naissance. C'est, notamment, le cas à la périphérie du bouclier baltique, au nord du bouclier saharien, ainsi qu'à l'ouest (futures montagnes Rocheuses) et à l'est (futures Appalaches) du bouclier canadien.

En Europe, se trouvent le *géosynclinal de l'Europe du Nord* qui, vers l'est, se divise en deux branches entre lesquelles se situe le bouclier baltique, et le *géosynclinal méditerranéen*, au sud duquel prend place le bouclier saharien. En Amérique du Nord le *géosynclinal des cordillères pacifiques* et le *géosynclinal des Appalaches* embrassent le bouclier canadien ; en ce qui concerne le *géosynclinal de Franklin*, qui traverse la partie septentrionale du continent, on possède peu de données.

Ordovicien (—500 à —440 M. A.) et Silurien (—440 à —400 M. A.)

Subdivisions

Le terme de Silurien a été proposé par Murchison en 1835 ; ce nom dérive des Silures, ancien peuple habitant le Shropshire (pays de Galles) à l'époque romaine. La limite inférieure de cette période est purement paléontologique.

L'Ordovicien est subdivisé en cinq étages : le *Trémadocien*, l'*Arenigien* (le *Skiddawien*), le *Llandeïlien*, le *Caradocien* et l'*Asghillien* ; le Silurien en trois : le *Llandovérien*, le *Wenlockien* et le *Ludlowien*.

Événements et paléogéographie

L'*orogenèse calédonienne* (nom dérivé de l'appellation ancienne de l'Écosse septentrionale) débute au Silurien



M. Colchen

▲ ***Les formations paléozoïques** : pli synclinal dans les formations dévoniennes du port d'Aula, Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées ariégeoises. La stratification est ici recoupée par une schistosité de fracture (soulignée par la végétation) apparue lors du plissement.*

supérieur et continue jusqu'au début du Dévonien. Les chaînes calédoniennes se retrouvent en Grande-Bretagne, en Scandinavie, dans les Ardennes, en Rhénanie, dans le Harz et la Bohême du Nord, en Sibérie, dans certaines régions d'Afrique et d'Amérique du Nord, au Groenland et en Australie.

D'après la nature et la répartition géographique des faciès de ces périodes, la paléogéographie y apparaît assez analogue à celle du Cambrien. En Europe occidentale, s'individualise une zone dite de l'*Europe moyenne,* domaine épicontinental séparant la mer de l'Europe du Nord de la Mésogée et qui englobe le Massif armoricain, le Massif central et la Bohême. L'Ordovicien et le Silurien de cette dernière région sont célèbres par leurs riches faunes de Trilobites et de Graptolites.

Les formations siluriennes sont particulièrement développées en Amérique du Nord avec des faunes riches (« calcaires du Niagara », couches salines et gypseuses) et sont également présentes en Argentine ainsi que dans d'autres régions d'Amérique du Sud, en Asie (Sibérie, Chine, etc.) et en Australie.

Dévonien (—400 à —345 M. A.)

Subdivisions

Le nom de Dévonien dérive du comté du Devonshire (sud-ouest de l'Angleterre). La période est subdivisée en trois étages, dont chacun est à son tour divisé en sous-étages. Les subdivisions sont différentes selon que l'on considère les Ardennes, l'Angleterre ou l'Amérique.

Événements et paléogéographie

Au passage du Silurien au Dévonien, la paléogéographie européenne a subi une profonde transformation à la suite de l'orogenèse calédonienne. Au début du Dévonien, la surface occupée par le géosynclinal calédonien a émergé pour former une chaîne montagneuse qui, se soudant avec le bouclier baltique, a donné naissance au *continent des vieux grès rouges.* Les dépôts (qui donnent son nom au continent) sont des grès continentaux, de milieu désertique, avec des intercalations lacustres et lagunaires. Au sud du continent, s'étendait une bande caractéristique sur laquelle les dépôts marins alternaient avec les dépôts continentaux *(région schisto-gréseuse* ou *à faciès des Ardennes).* Dans l'Europe méridionale et orientale, le Dévonien a, en revanche, un aspect franchement marin : faciès pélagiques, souvent argileux, dans l'Europe du Sud (Alpes orientales, Vosges, Montagne Noire, Pyrénées, Sardaigne, Maroc) appartenant au domaine de la *Téthys,* ou *Mésogée* (grande bande de mer s'étendant d'est en ouest), et dans le *géosynclinal de l'Oural;* faciès néritiques, par contre, sur la plate-forme russe (ils apparaissent dans certaines localités d'Europe centrale). A l'est du géosynclinal de l'Oural, le *continent d'Angara* émergeait des mers dévoniennes. Dans l'hémisphère boréal existait un vaste complexe de terres émergées : américaines, africaines et indo-australiennes, qui sont regroupées sous le nom de *continent de Gondwana.* En Amérique, le Dévonien se retrouve dans les montagnes Rocheuses, les cordillères pacifiques et au bord du bouclier canadien. La nature des dépôts indique qu'il y a eu une transgression progressive d'est en ouest et du sud vers le nord aux Dévoniens inférieur et moyen, et du nord-ouest vers le sud-est au Dévonien supérieur. Les vieux grès rouges se retrouvent en bordure du *continent nord-atlantique.*

Dans la stratigraphie, une signification particulière a été attribuée au *Downtonien* (du nom du château de Downton, situé près de Ludlow dans le Shropshire en Angleterre) car il présente des caractères de transition entre le Silurien et le Dévonien : présence de faciès lagunaires à Gigantostracés et Ostracodermes, alternant avec des faciès marins à Mollusques et Brachiopodes. Des équivalents du Downtonien se rencontrent dans les Lowlands d'Écosse, dans la région d'Oslo, en Estonie, en Pologne et sur la bordure occidentale du continent des vieux grès rouges (New Brunswick) avec des faunes à Poissons cuirassés, semblables aux faunes européennes.

Carbonifère (—345 à —280 M. A.)

Subdivisions et terrains

Le Carbonifère a été nommé ainsi, en 1882, par Conybeare, car les charbons fossiles y atteignent une fréquence, une puissance et une extension plus grandes qu'à n'importe quelle autre époque. En Europe orientale et en Asie, le Carbonifère est divisé en *inférieur, moyen* et *supérieur*; en Europe occidentale, il est divisé en *inférieur* et *supérieur,* tandis qu'en Amérique la division se fait en *Mississippien* et *Pennsylvanien.* Certains auteurs, se basant sur les analogies entre le Carbonifère et le Permien, réunissent les deux systèmes sous la dénomination d'*Antracolithique* ou *Permo-Carbonifère.*

Si les roches sédimentaires sont les plus répandues, les roches éruptives, intrusives ou effusives, sont également présentes. L'existence de dépôts charbonneux aussi étendus et puissants est sans doute liée soit au développement subit de la vie végétale, soit à l'existence de conditions particulièrement favorables à sa fossilisation. Il existe plusieurs hypothèses quant à l'origine de ces dépôts : l'*autochtonie* (Brongniart et Potonié), l'*allochtonie* (Prévost et Fayol) et l'*allochtonie mitigée* (Grand et Eury), mais il faut remarquer que tous les dépôts présentent des lits de charbon alternant rythmiquement avec des bancs stériles (cyclothèmes). Les dépôts de charbon se sont généralement formés au Carbonifère moyen, mais peuvent être présents dans tous les horizons (comme en Chine) ou manquer dans toute la série (par exemple, dans les montagnes Rocheuses).

Événements et paléogéographie

Au début du Carbonifère, une grande transgression marine s'est produite sur le continent nord-atlantique, avec dépôts de calcaires néritiques (Irlande, Angleterre, Ardennes, plate-forme russe) et de *flysch* (Devon, Europe centrale, péninsule Ibérique et Balkans) auxquels a été donné le nom de *culm.* Au Carbonifère moyen,



M. Colchen

des conditions continentales ou paraliques se sont installées sur l'Europe centrale et occidentale, avec dépôts de formations palustres, lacustres et lagunaires (à ce complexe a été donné le nom de *Coal Measures* par les Anglais et *houiller* en France), qui ont donné naissance aux grands dépôts de charbon de l'Angleterre et de l'Irlande, des bassins franco-belge, de la Sarre-Lorraine, du Massif central, de la Ruhr, etc. Les dépôts de charbon de la plate-forme russe (bassins de Moscou et de l'Oural) occupent une position analogue, tandis que ceux du bassin du Donetz sont du Carbonifère supérieur.

En Amérique du Nord, on connaît les grands dépôts pennsylvaniens du Mid-continent, de l'Illinois (où les séries carbonifères ne sont pas plissées), des Appalaches et des Alleghany (où le Carbonifère inférieur gréseux est plissé) auxquels sont associés des dépôts de pétrole et de gaz naturels.

Au sud du continent nord-atlantique s'étendait la Mésogée, ou Téthys, caractérisée par des faciès franchement marins et qui séparait le continent nord-atlantique de celui de Gondwana. Sur ce dernier, devaient exister de vastes mers épicontinentales peu profondes, des lagunes étendues et, probablement, de grands lacs d'eau douce. Par contre, vers l'est, le géosynclinal de l'Oural (soulevé en chaîne montagneuse pendant l'orogenèse hercynienne) séparait le continent nord-atlantique du continent d'Angara.

Durant cette période, la physionomie du globe subit encore des mutations par suite de l'*orogenèse hercynienne* qui donna naissance à une série de chaînes de montagnes en diverses parties du globe. En Europe du Centre et de l'Ouest, la chaîne hercynienne se divise en deux branches : l'orientale, avec une direction nord-ouest-sud-est, est appelée *branche armoricaine,* celle d'Europe centrale, avec une direction sud-ouest-nord-est, est dite *branche varisque*. L'Oural, le Timan, les Altaï, le Kuenlum, l'Australie orientale, les montagnes du cap de Bonne-Espérance, les Appalaches, etc., appartiennent aussi aux chaînes hercyniennes. En Europe, l'orogenèse a été accompagnée et suivie d'une intense activité magmatique avec d'importantes intrusions granitiques, comme celles de l'Europe centrale et des massifs externes des Alpes.

Au climat nettement tropical de l'hémisphère Nord faisait pendant un climat froid dans l'hémisphère Sud, comme en témoignent les traces des dépôts glaciaires permo-carbonifères du continent de Gondwana et la présence de la flore à *Glossopteris*.

Permien (—280 à —225 M. A.)

Subdivisions et terrains

Le Permien a été institué en 1841 par Murchison ; son nom dérive de la ville de Perm (aujourd'hui Molotov), en Russie orientale. Il présente des divisions différentes selon que ces faciès sont principalement continentaux ou marins. En Europe du Centre et de l'Ouest, les roches sédimentaires du Permien inférieur sont pour la plupart clastiques (sables, grès, etc.), alors que celles du Permien supérieur ont des faciès lagunaires (dépôts chimiques) avec accumulations de gypse et sel gemme. Les phénomènes volcaniques sont également importants ; on observe des éruptions de porphyres quartzifères en Écosse, en Europe centrale, dans les Pyrénées, les Maures et les Alpes.

Événements et paléogéographie

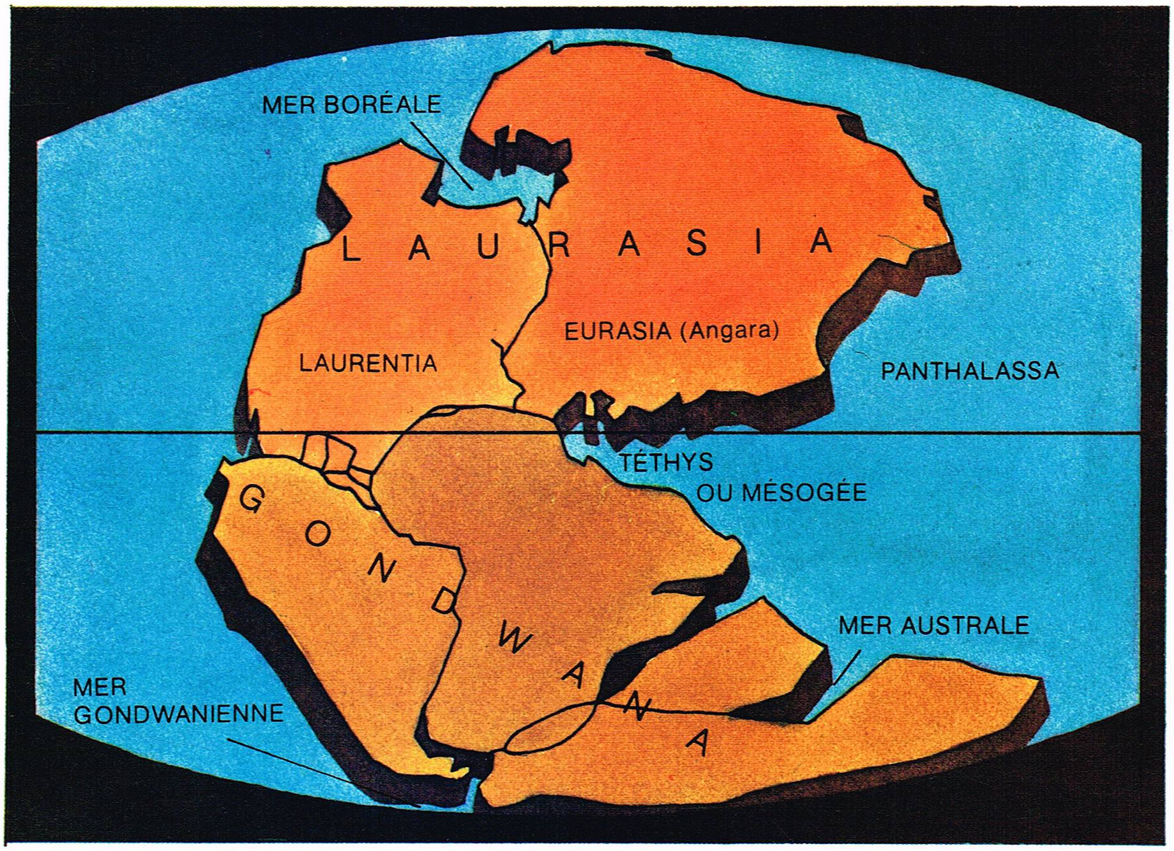
Sur le continent nord-atlantique, le faciès continental est représenté par les *nouveaux grès rouges* (« new red sandstone » en anglais, ou « Rothliegendes » en allemand). Sur la plaine russe, dans la zone méditerranéenne et dans certaines régions d'Amérique occidentale (montagnes Rocheuses et chaînes pacifiques), les sédiments contemporains ont, par contre, un caractère franchement marin. On observe des dépôts de type continental sur les continents d'Angara et de Gondwana, d'où (Brésil et Karoo) proviennent des faunes à Vertébrés (Amphibiens et Reptiles). En outre, les effets de la glaciation commencée au Carbonifère continuent de se faire sentir sur le continent de Gondwana, tandis que dans l'hémisphère boréal le climat chaud humide de la période précédente se transforme en climat sec.

Au Permien supérieur, en Europe centrale, se produit une transgression qui aboutit au dépôt d'une formation calcaréo-dolomitique, souvent riche en fossiles à caractères lagunaires, recouverte de puissantes formations salines (le *Zechstein* des auteurs allemands). En Russie, par contre, on trouve des faciès continentaux dans les parties méridionale et occidentale, et marins (mais non liés à la mer du Zechstein) à l'est. Dans le bassin de la Méditerranée (Téthys), outre un Permien continental en

▲ **Les formations paléozoïques *du domaine tibétain de l'Himalaya du Népal. Au premier plan, les formations carbonifères et permiennes de la Thakkhola ; au second plan, au-delà de la vallée de la Kali Gandaki, les reliefs du massif de Dhaulagiri (8 172 m) sont édifiés dans l'ensemble de la série paléozoïque plissée et légèrement métamorphisée.***

SUBDIVISIONS ET CARACTÉRISTIQUES DE L'ÈRE SECONDAIRE

	Époques	Étages	Localités-types		Autres subdivisions		Phases tectoniques
CRÉTACÉ	65 MA CRÉTACÉ SUPÉRIEUR	*Maestrichtien*	Tuffeau de Maestricht (Hollande)	Sénonien	Aturien: Rognacien, Bégudien	Garumnien	laramienne ou arvinche
		Campanien	Calcaire crayeux de la Grande Champagne (Charente)		Fuvélien, Valdonnien		
		Santonien	Calcaire crayeux de Saintes (Charente-Maritime)		Emschérien		
		Coniacien	Calcaire de Cognac (Charentes)				
		Turonien	Craie de Touraine		Angoumien Ligérien		
		Cénomanien	Sables du Mans = *Cenomanum* (Sarthe)				
	100 MA CRÉTACÉ INFÉRIEUR	*Albien*	Sables verts et argiles de l'Aube		Vraconien Albien moyen Albien inférieur	faciès urgonien	autrichienne anté-cénomanienne
		Aptien	Marnes d'Apt (Vaucluse)		Clansayésien Gargasien Bédoulien		
		Barrémien	Calcaire marneux de Barrême (Alpes de Haute-Provence)				
		Hauterivien	Calcaire marneux d'Hauterive près Neuchâtel		Néocomien	faciès wealdien	
		Valanginien	Calcaire marneux de Valangin près Neuchâtel				
		Berriasien	Calcaire marneux de Berrias (Ardèche)		(Ryazanien)		néo-cimmérienne
JURASSIQUE	140 MA JURASSIQUE SUPÉRIEUR = Jura blanc = Malm	*Portlandien*	Calcaires et grès de Portland (Dorset)		Purbeckien Volgien Tithonique		néo-cimmérienne ou névadienne
		Kimméridgien	Marnes noires de Kimmeridge (Dorset)		Kimméridgien s.s. Séquanien supérieur	Lusitanien Corallien	andine
		Oxfordien	Marnes noires d'Oxford		Séquanien inférieur Rauracien Argovien Oxfordien s.s.		
	155 MA JURASSIQUE MOYEN = Jura brun = Dogger	*Callovien*	Calcaire gréseux de Kellaways (Wiltshire)				
		Bathonien	Calcaire oolithique blanc de Bath (Somerset)				
		Bajocien	Calcaire oolithique ferrugineux de Bayeux (Calvados)				
		Aalénien	Marnes d'Aalen (Würtenberg)				
	175 MA JURASSIQUE INFÉRIEUR = Jura noir = Lias	*Toarcien*	Calcaires marneux de Thouars (Deux-Sèvres)				
		Domérien	Marnes et calcaires du Monte-Domaro (Prov. de Brescia, Italie du Nord)		Pliensbachien de Pliensbach (Allemagne) ex-Charmouthien		
		Carixien	Marnes de Carixia = Charmouth (Dorset)				
		Sinémurien	Calcaires noirs de Semur (Côte-d'Or)		Lotharingien Sinémurien s.s.		
		Hettangien	Grès d'Hettange (Moselle)				cimmérienne
TRIAS	200 MA TRIAS SUPÉRIEUR	*Rhétien*	Alpes rhétiques (Grisons, Suisse)		Rhétien	Keuper (Allemagne)	cimmérienne
		Norien	Alpes noriques (Styrie, Autriche)		Keuper (France, Angleterre)		
		Carnien	Alpes carniques (Vénétie, Italie)				
	TRIAS MOYEN	*Ladinien*	Pays ladin (Grisons, Suisse)		Lettenkohle		
		Anisien ou *Virglorien*	*Anisus*, nom latin de la rivière Enns (Tyrol, Autriche) Col de la Virgloria (Voralberg, Autriche)		Muschelkalk		
	TRIAS INFÉRIEUR	*Werfénien* ou *Scythien*	Werfen (Tyrol, Autriche) Pays des Scythes entre le Danube et le Don		Buntsandstein		
	225 MA						palatine



◀ ***Le*** **monde au début du Secondaire** ***(d'après Dietz et Holden). L'ensemble des continents forme la Pangea (Laurasia et Gondwana) entourée par des masses océaniques, Panthalassa et ses annexes (mer Boréale, Téthys ou Mésogée, mer Australe et mer Gondwanienne). Le continent de Gondwana est encore étroitement soudé.***

Corse et en Sardaigne, il existe un Permien marin en Sicile (au sud de Palerme), avec des faunes exceptionnellement riches en Italie du Sud et dans toute la zone allant de la Dalmatie à l'Anatolie.

Ère mésozoïque, ou Secondaire

L'ère mésozoïque (du grec : μέσος = moyen, et ζῷον = vivant), ou Secondaire, doit son nom au fait que sa faune et sa flore représentent une transition entre celles du Paléozoïque et celles du Cénozoïque. Elle s'étend sur un intervalle de temps évalué à environ 140 millions d'années et est caractérisée par le grand développement des Reptiles, qui y dominent sur les terres, dans les mers et dans les airs. Les Ammonites et les Bélemnites prennent également une grande importance, mais, comme les grands Reptiles, disparaissent à la fin de l'ère. Pour cette raison, le Mésozoïque est appelé soit *ère des Reptiles,* soit *ère des Ammonites.* Elle est caractérisée par de nombreuses transgressions et régressions (avec un maximum au Crétacé), ainsi qu'une intense sédimentation marine (calcaires, dolomies, gypses et marnes), avec, localement, des intercalations de porphyres et de mélaphyres et des injections de magmas basiques (ophiolites des Alpes et du Taurus par exemple).

L'activité orogénique a été relativement pauvre en Europe et en Asie (où l'on observe seulement les signes précurseurs des plissements alpin et himalayen), tandis qu'en Amérique se produisaient les principales phases de plissement des Andes et des cordillères d'Amérique du Nord. La mise en place des grands batholites granitiques et granodioritiques de Patagonie et d'Amérique septentrionale se fait à la fin du Mésozoïque ; elle est accompagnée de phénomènes magmatiques. Les grandes effusions de laves basaltiques du Deccan se sont produites vers la fin de cette ère. Parmi les phénomènes de magmatisme basique, rappelons les basaltes du Brésil (Paraná) et d'Afrique australe (Karoo).

C'est également à cette époque que le continent de Gondwana commence à se morceler en même temps que s'ouvre l'Atlantique. Un examen de la flore révèle la disparition de la plupart des Cryptogames vasculaires de type paléozoïque, tandis que les Cycadales et les Conifères dominent ; à la fin de l'ère apparaissent les premières Phanérogames Angiospermes.

En ce qui concerne la faune, il faut noter que, parmi les Invertébrés de milieu marin, diverses formes de Foraminifères apparaissent (prenant la place des Fusulines du Paléozoïque), les Hexacoralliaires remplacent les Tétracoralliaires, les Pélécypodes et les Gastéropodes augmentent en nombre et en importance ; cependant, les organismes les plus significatifs sont les Ammonites et les Bélemnites. Parmi les Vertébrés, chez les Poissons les Téléostéens remplacent les Ganoïdes, les Amphibiens acquièrent des caractères plus modernes ; mais les vrais dominateurs sont les Reptiles, qui, évoluant des Amphibiens vers la fin du Paléozoïque, se sont rapidement adaptés à la vie sur la terre ferme (même s'il existe aussi des Reptiles marins comme l'*Ichtyosaurus*) et dans l'air, et ont atteint des dimensions gigantesques (parmi les dinosaures, certains dépassaient 20 m de long ; parmi les ptérosaures, certains avaient une envergure de 9 m). Un autre fait important est l'apparition, à la fin de l'ère, des premiers Mammifères et des Oiseaux *(Archaeopteryx).*

Le Mésozoïque est divisé en trois périodes : le *Trias,* le *Jurassique* et le *Crétacé.*

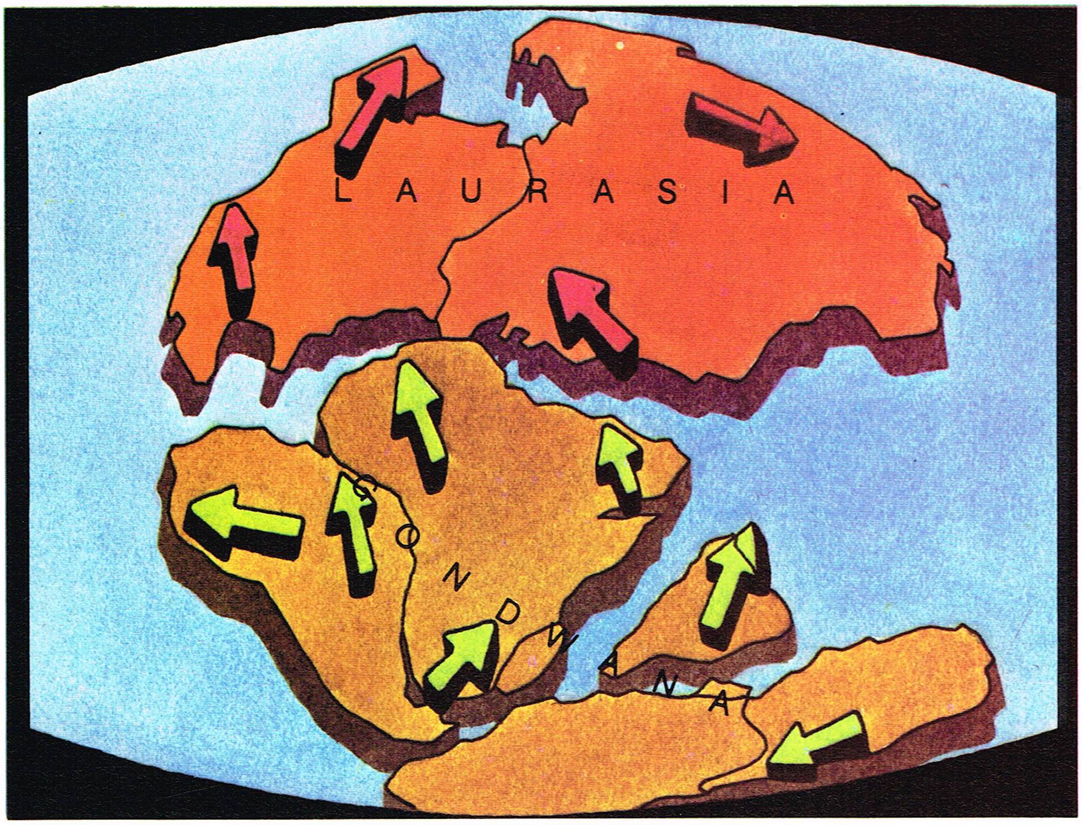
Trias (—225 à —200 M. A.)

Subdivisions et terrains

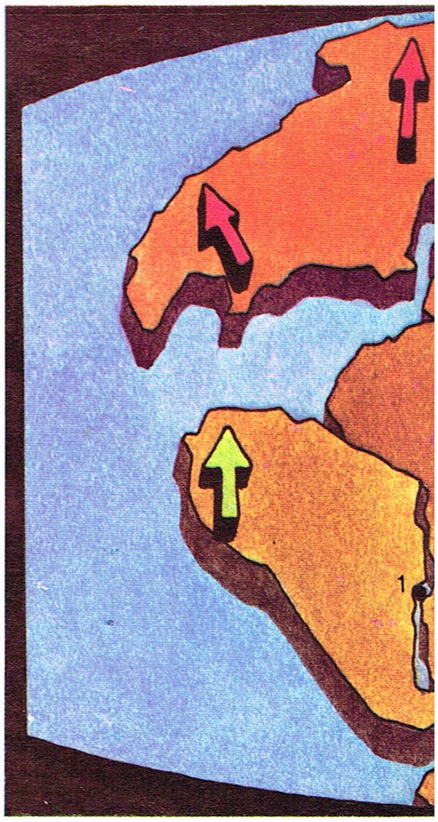
Le nom de Trias, proposé par Alberti en 1834, a pour origine le fait que sur la plus grande partie de l'Europe — en particulier en Allemagne — cette période est représentée par trois formations bien distinctes : le *Buntsandstein* (grès bigarrés), le *Muschelkalk* (calcaires coquilliers) et le *Keuper* (marnes irisées). Le Buntsandstein a un caractère franchement continental, le Muschelkalk un caractère marin, et le Keuper une nature en partie marine et en partie lagunaire.

Le *Trias allemand* à faciès continental a une distribution correspondant à peu près à celle des régions où, pendant le Permien, se trouvaient les nouveaux grès rouges, c'est-à-dire le continent nord-atlantique, la plate-forme russe, le continent de Gondwana (en Australie et en Inde péninsulaire il y a aussi des dépôts de charbon). Le Trias allemand à faciès marin, outre l'Allemagne et l'est du bassin de Paris, la Provence, l'Espagne du Sud et de l'Est, le nord-ouest de la Sardaigne et l'Afrique du Nord, se retrouve également le long de la côte atlantique de l'Amérique du Nord.

◀ ***Page ci-contre, tableau récapitulatif des subdivisions de l'ère*** **mésozoïque,** ***ou*** **Secondaire.**



Richard Colin

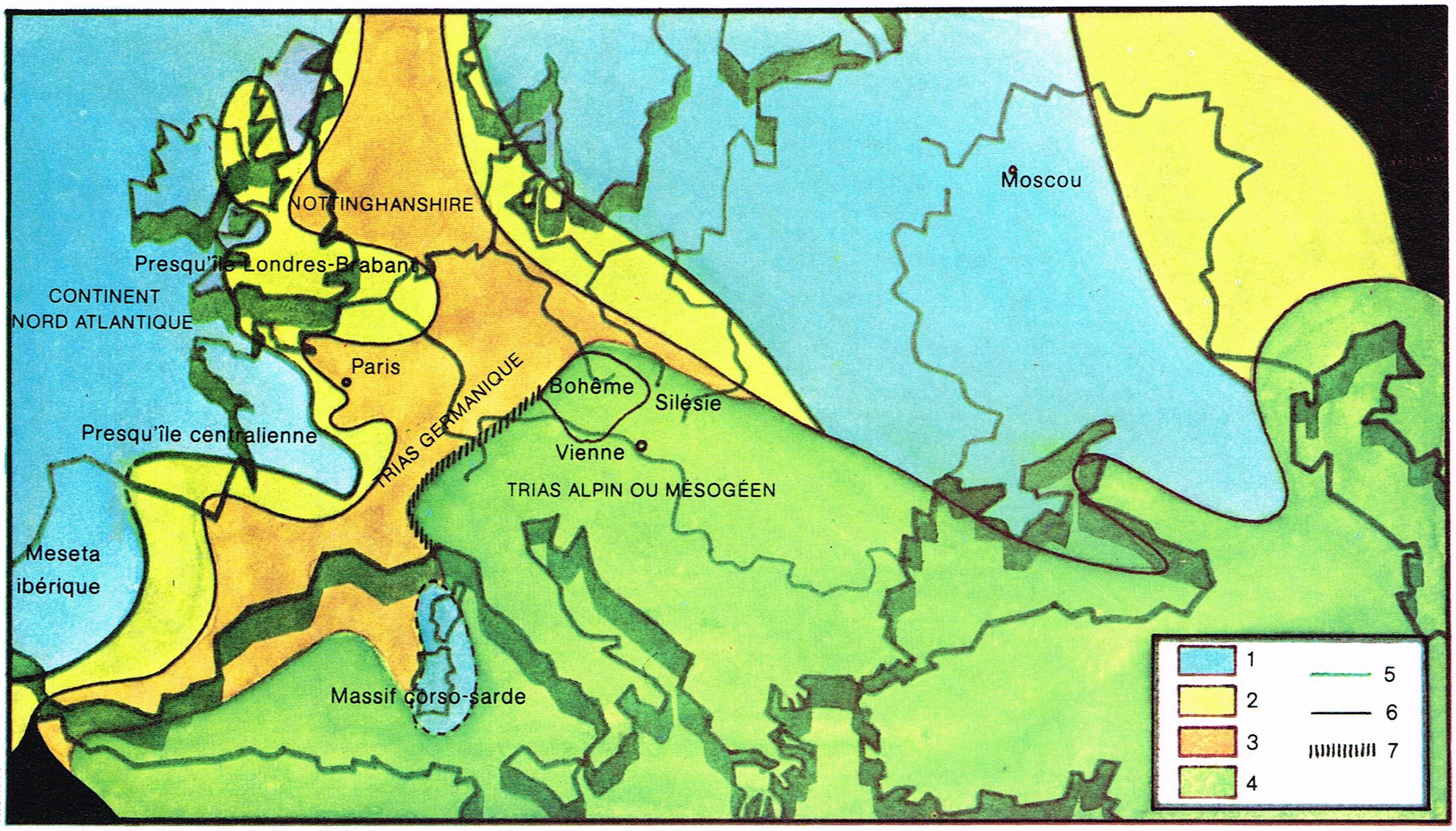


Richard Colin

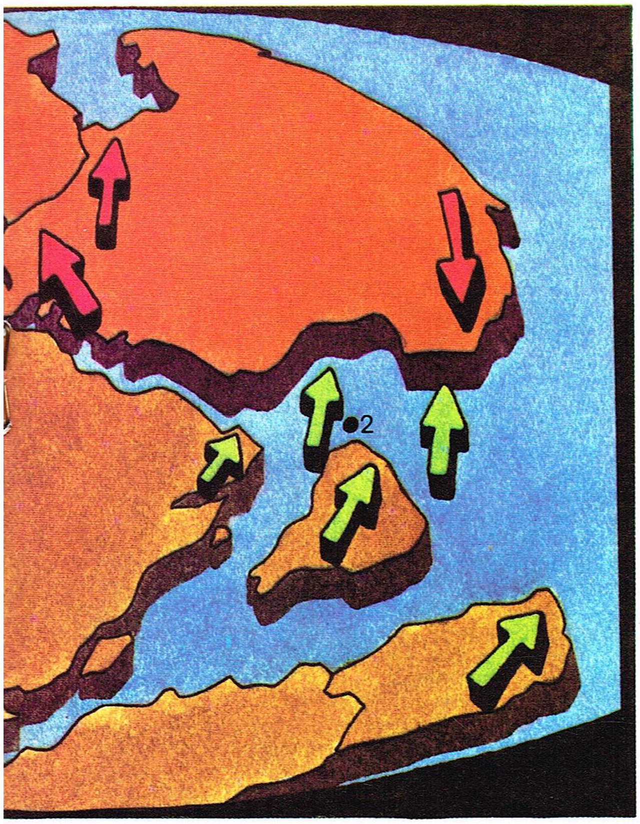
▲ ***Le* monde à la fin du Trias (vers 200 M. A.) *après le début de la dislocation du Gondwana (d'après Dietz et Holden). La Laurasia est séparée du Gondwana par la mer des Caraïbes et l'ébauche de l'Atlantique Nord.***

Au Trias à faciès continental et épicontinental s'oppose celui à faciès entièrement marin, se déposant en milieu plus profond *(Trias à faciès alpin ou mésogéen)*, développé dans la zone ligure des Alpes, dans les Carpates, en Crimée, dans le Caucase, en Asie Mineure, dans l'Himalaya, l'archipel malais, en Indochine, en Chine du Sud, dans les chaînes pacifiques d'Amérique du Nord, au Pérou, en Nouvelle-Zélande et en Nouvelle-Calédonie.

Entre la mer du Trias alpin et celle du Trias moyen allemand, on avait supposé qu'il existait une séparation sous la forme d'un relief émergé et allongé, appelé *chaîne vindélicienne* ou *seuil vindélicien.* Aujourd'hui, des doutes sont émis, non seulement sur la topographie de cette chaîne, mais aussi sur son existence même, en raison des caractères observés dans le Trias des Alpes occidentales.



Richard Colin





M. Colchen

Les roches les plus répandues à cette période sont celles de faciès continental et lagunaire pour le Trias allemand (grès bigarrés, argilo-schistes, dépôts salins et gypseux), et celles de faciès marin, plus ou moins profond, pour le Trias alpin (calcaires, dolomies — même récifales — marnes et argilites). Parmi les roches éruptives, ce sont les roches basiques qui prédominent : *traps* basaltiques brésiliens (Paraná), s'étendant sur environ 1 000 000 de km², et *traps* d'Afrique australe (Karoo). Dans les Dolomites et en Carnie s'est également manifestée une activité magmatique, avec roches porphyriques, porphyres et projections.

Événements

Dans l'ensemble, il s'agit d'une période de calme orogénique; des phénomènes de plissement se produisent seulement en Indochine et dans les îles japonaises *(orogenèse indochinoise)*. A la fin de la période, on observe des mouvements intéressant différentes zones du globe *(orogenèse cimmérienne inférieure)* et le début du morcellement du continent de Gondwana.

Jurassique (—200 à —140 M. A.)

Subdivisions et terrains

Cette période, dont la durée a été estimée à 60 millions d'années, prend son nom (proposé par Brongniart et Humboldt en 1823) de la chaîne du Jura, où elle présente un développement notable et une abondance de fossiles.

En Europe, le Jurassique est généralement divisé en trois sous-systèmes : le *Lias*, le *Dogger* et le *Malm*, qui sont approximativement équivalents aux *Jurassiques inférieur, moyen* et *supérieur*. En Allemagne, on utilise aussi la subdivision basée sur les couleurs des formations : *Jura noir, Jura brun* et *Jura blanc*; un dépôt caractéristique de ce dernier est *le calcaire de Solenhofen*, qui contient de nombreux restes fossiles parmi lesquels beaucoup d'Insectes. Chacun de ces sous-systèmes possède une subdivision. Au *Tithonique*, ou *Portlandien* (qui a un caractère marin), correspond le *Purbeckien* pour les faciès lacustres ou saumâtres.

Événements et paléogéographie

Les événements orogéniques les plus significatifs de cette période sont le *plissement andin* au *Jurassique supérieur* en Amérique du Sud, et le *plissement névadien* au *Jurassique terminal* en Amérique du Nord. Le magmatisme de cette période est essentiellement basique, comme en témoignent les éruptions de magmas basiques et ultrabasiques dans le géosynclinal alpin et les grandes coulées porphyriques des Andes.

La paléogéographie du Jurassique est très semblable à celle du Trias; en ce qui concerne l'Europe, la distinction entre la Téthys et le continent nord-atlantique persiste. Sur ce dernier, existaient des mers épicontinentales d'où émergeaient les *massifs hercyniens* (également appelés *massifs anciens*), lesquels, à la manière d'îles, séparaient certains bassins dont la profondeur augmentait petit à petit. A la fin du Jurassique moyen, un large bras de mer traversait la Russie, séparant le continent d'Angara du bouclier scandinave (qui appartient au continent nord-atlantique). Le morcellement du continent de Gondwana, amorcé au Trias, s'est poursuivi avec, notamment, l'ouverture de l'Atlantique Sud et la migration de l'Inde vers le continent asiatique.

Crétacé (—140 à —65 M. A.)

Subdivision

Le nom de Crétacé vient de *craie* (*Kreide* en allemand, *chalk* en anglais), qui désigne un calcaire blanc, friable, tendre, pulvérulent, de faciès néritique, assez répandu dans le Bassin parisien, en Angleterre et en Allemagne, particulièrement dans le Crétacé supérieur. Cette période a duré environ 75 millions d'années. Elle est généralement subdivisée en *inférieure* et *supérieure*, puis en étages.

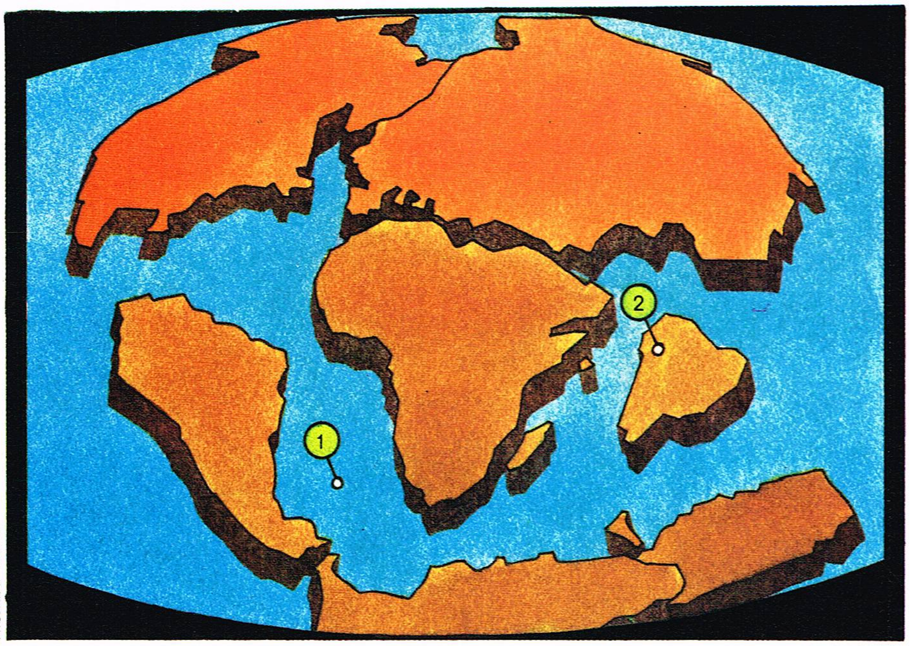
Événements et paléogéographie

Les mouvements orogéniques ont été intenses, annonçant la grande orogenèse du Cénozoïque; la *phase laramienne de l'orogenèse alpine* a seulement donné naissance, en Europe, aux plissements des zones périphériques de la Téthys, alors que ceux qui se sont produits en Amérique (montagnes Rocheuses et Andes) ont été bien plus significatifs. L'activité magmatique a été intense surtout au Crétacé supérieur mais aussi au Cénozoïque inférieur dans les Pyrénées, les Balkans, aux États-Unis (mise en place des grands batholites), dans les Andes, etc. Parmi les manifestations les plus importantes, il faut signaler les traps basaltiques du Deccan de la péninsule indienne (300 000 km² pour un volume supérieur au million de kilomètres cubes).

Tandis que le climat montre des signes de différenciation, il n'y a pas de variations sensibles de la paléogéographie par rapport au Jurassique; un contraste persiste entre la *province boréale* et les mers froides, épicontinentales (séparées entre elles par les massifs hercyniens

▲ ***Au centre, le* monde à la fin du Jurassique *(d'après Dietz et Holden). Les tendances esquissées à la fin du Trias s'affirment. Expansion de l'océan Indien et de l'Atlantique Nord qui projettent deux diverticules, l'un entre le Groenland et le Canada, l'autre entre la France et l'Espagne. Un fossé (ou rift) s'établit entre l'Amérique du Sud et l'Afrique, prémices de l'Atlantique Sud. Deux foyers volcaniques sont figurés; ceux de Walvis (1) et de l'océan Indien (2). Ci-dessus, les* formations mésozoïques : *corniche calcaire du Turonien (Crétacé supérieur) des* monts Cantabriques.**

◀ ***Page ci-contre, en bas,* paléogéographie de l'Europe au maximum de la transgression triasique *(Keuper) : 1, continents sans dépôts; 2, domaine continental (grès rouges) souvent lagunaire au Keuper; 3, domaine du Trias germanique; 4, domaine du Trias alpin ou mésogéen; 5, limite d'extension des faciès rouges continentaux; 6, limite d'extension de la mer au Keuper; 7, limite entre les domaines germanique et alpin (ou mésogéen). On notera la position des presqu'îles de Londres-Brabant et Centralienne, qui jouent un grand rôle paléogéographique au Mésozoïque.***



Richard Colin

▲ ***Le monde à la fin du Crétacé (vers 65 M. A.) [d'après Dietz et Holden]. L'Atlantique Sud est désormais largement ouvert, mais l'Atlantique Nord n'a pas encore réussi sa percée vers le nord. En passant au-dessus du foyer volcanique de l'océan Indien (2) l'Inde se charge de basalte (trapps de Deccan).***

émergés), et la *province méditerranéenne* avec des mers plus chaudes, plus profondes, caractérisées par une sédimentation continue. *Le continent saharien* (partie septentrionale du Gondwana) subit, au Cénomanien, l'unique transgression marine de son histoire géologique.

En Amérique, au Crétacé inférieur, on peut distinguer un faciès continental *(formation du Potomac)*, un faciès marin épicontinental *(Comanchien)* et un faciès marin profond *(Knoxville-Beds)*. Au Crétacé supérieur, à la suite d'une transgression, les différences sont moins marquées, et cette période se termine avec la puissante *série lacustre de Laramie,* riche en restes de dinosaures.

Ère cénozoïque, ou Tertiaire

L'ère cénozoïque (du grec : καινός = récent et ζῷον = vivant), ou Tertiaire, ou encore ère des Mammifères, doit son nom au fait que c'est pendant ce temps que sont apparus, ou ont connu un grand développement, les groupes d'organismes annonçant les groupes actuels : Gymnospermes, Monocotylédones, Oiseaux et Mammifères. Elle a une durée d'environ 60 millions d'années.

Le phénomène important à signaler est la disparition, à la fin du Mésozoïque, des grands Reptiles (qui ont caractérisé l'ère précédente) et la rapide évolution des Mammifères, ayant déjà derrière eux une longue évolution car ils sont dérivés des Reptiles Thériodontes au Trias, et qui, dès la fin du Paléocène, se différenciaient en Marsupiaux et Placentaires, avec de nombreuses formes à évolution rapide et de durée assez brève. Parmi les Foraminifères, il faut noter la famille des Nummulites, très répandue au Cénozoïque inférieur, dans la Téthys ainsi que l'océan Indien ; pour cette raison, le Paléogène est aussi appelé Nummulitique, spécialement en France.

Au Tertiaire, l'activité orogénique a été très intense. Le phénomène le plus imposant est l'*orogenèse alpine* qui, en plusieurs phases, a formé la plupart des massifs montagneux actuels. Certains massifs avaient déjà été plissés au Mésozoïque, mais le phénomène a continué pendant le Tertiaire et, dans certaines régions, les déformations sont encore actives (îles Aléoutiennes, chaînes côtières de la Californie et Andes chiliennes). D'autres reliefs, comme les chaînes du système alpino-himalayen (Pyrénées, Atlas, Alpes, Apennins, Alpes dinariques, Carpates, Asie Mineure, Caucase, Himalaya, monts de l'Inde orientale, de la Birmanie, du Japon, de la Nouvelle-Guinée et de la Nouvelle-Zélande), sont en majorité, ou entièrement, consécutifs à cette tectonique. Le grand système de fractures de l'Afrique orientale s'est également formé au Tertiaire. Les phénomènes orogéniques ont été accompagnés d'une activité magmatique intense, comme les grandes effusions de laves d'Afrique orientale, les phénomènes néovolcaniques du Massif central, de la mer Égée, d'Asie Mineure, d'Inde orientale, du Japon, de la Nouvelle-Zélande, des Andes et d'Amérique du Nord.

Paléogène (—65 à —25 M. A.)

Sous le nom de Paléogène sont réunies les périodes *Paléocène, Éocène* et *Oligocène,* lesquelles sont caractérisées (excepté la base du Paléocène) par l'abondance des Nummulites dans les sédiments marins. Au Paléocène, la paléogéographie est d'abord semblable à celle de la période précédente ; mais à l'Éocène commence à s'effectuer une *inversion de relief* (là où existaient les plus grandes profondeurs, se créent les plus grands reliefs) ; c'est le début des grandes chaînes du *plissement alpino-himalayen* (chaînes pyrénéo-provençales, cordillères nord-américaines, Andes). A l'Oligocène, le phénomène se poursuit et la physionomie des terres émergées se rapproche de l'actuelle à la suite du soulèvement alpin (Alpes — où se produisent aussi les grands phénomènes de chevauchement — dorsales apennines, Atlas, Himalaya, etc.) ; celui-ci, outre qu'il donne à l'Europe une configuration semblable à l'actuelle, permet aussi la réunion de la plate-forme indienne et du continent asiatique. On assiste également au démembrement du continent nord-atlantique, ce qui complète un cadre paléogéographique se rapprochant de l'actuel.

Les dépôts paléogènes de l'Europe du Centre et du Nord sont de types continental et épicontinental marin avec des alternances locales. Dans de vastes zones d'Allemagne et de Russie, la transgression marine s'observe seulement au début de l'Oligocène ; en France, les dépôts les plus significatifs sont les dépôts à Nummulites du Bassin parisien (où il y a des alternances de sédiments marins et continentaux), les gisements et les phosphorites du Quercy avec d'abondants restes de Mammifères fossiles. Dans le Bassin méditerranéen, les dépôts présentent des faciès essentiellement marins soit de type flysch, soit néritiques organogènes (calcaires coralligènes, calcaires à Nummulites), soit encore terrigènes (grès, sables, argiles). Dans l'Atlas, les Alpes orientales, l'Apennin central, le Paléocène se présente avec un faciès flysch. Dans les Préalpes, la Vénétie (dont les dépôts à Poissons du Monte Bolca sont célèbres), ce sont les faciès calcaires organogènes et marneux qui prédominent.

On trouve des dépôts épicontinentaux dans le Bassin saharien, des phosphates au Maroc, des calcaires à Nummulites et des dépôts fluvio-marins avec une faune à Mammifères en Égypte. En Asie, ce sont les dépôts

▼ ***Tableau récapitulatif des subdivisions de l'ère cénozoïque, ou Tertiaire.***

SUBDIVISIONS DE L'ÈRE TERTIAIRE

Systèmes ou périodes	Époques	Étages	Phases tectoniques (orogenèse alpine)
	2 MA		valache = valaque ou pasadénienne
NÉOGÈNE	PLIOCÈNE (pleios : plus)	*Plaisancien*	
	5 MA		rhodanienne
	MIOCÈNE (meios : moins)	*Messinien (Pontien)*	attique
		Tortonien	
		Helvétien	styrienne
		Burdigalien	
		Aquitanien	
	25 MA ?		save
PALÉOGÈNE OU NUMMULITIQUE	OLIGOCÈNE (oligos : peu)	*Stampien*	helvète
		Sannoisien	pyrénéo-provençale
	37 MA ?		
	ÉOCÈNE (eos : aurore)	*Ludien*	pré-pyrénéenne ou illyrique
		Marinésien	
		Auversien	
		Lutétien	
		Yprésien	
	55 MA		
	PALÉOCÈNE (palaeos : ancien)	*Thanétien*	
		Montien	
		Danien	
	65 MA		laramienne ou arvinche

continentaux qui dominent, mais en Inde et en Indonésie on observe des dépôts marins à Nummulites et Lépidocyclines avec une régression générale vers la fin de la période. En Amérique, on distingue des domaines naturels divers : les côtes atlantiques et régions côtières du nord du golfe du Mexique avec des sédiments épicontinentaux non plissés ; les Antilles et les chaînes pacifiques avec des dépôts de type géosynclinal plissés ; le Mid-continent avec des dépôts typiquement continentaux caractérisés par des faunes de Mammifères.

L'activité magmatique est caractérisée par la mise en place de grands batholites dans les Andes et au Nouveau-Mexique, des éruptions labradoritiques et andésitiques dans les Carpates ainsi qu'à proximité de la mer Noire, et des éruptions liparitiques en Algérie, microgranitiques en Tunisie. Il faut aussi rappeler les éruptions basaltiques de la région de Vicenza (Italie).

Le climat de l'Europe tend à se différencier. On distingue : un climat tropical (par exemple, les formations coralligènes de Vénétie, les palmiers de la région de Vicenza, les Poissons de Bolca, semblables aux formes tropicales actuelles), un climat tempéré aux latitudes élevées, et, dans les zones continentales, un climat désertique.

Néogène (—25 à —2 M. A.)

On réunit sous la dénomination de *Néogène* le *Miocène* et le *Pliocène*, par lesquels se termine l'ère cénozoïque. Cette période débute (quoique cela ne se produise pas de façon simultanée sur tout le globe) par une transgression suivie d'une régression à la fin du Miocène. Au Pliocène, une nouvelle transgression se produit dans le Bassin méditerranéen, tandis que dans l'est de l'Europe et dans l'ouest de l'Asie, le cycle s'arrête au Miocène, avec un développement de faciès saumâtres et lacustres. Les dépôts les plus caractéristiques sont : la *molasse* (bassin suisse) et le *Nagelfluh* (dépôts deltaïques à conglomérats) du Miocène inférieur ; le *Sarmatien* (formations lagunaires) et le *Pontien* (formations lacustres à congéries [Mollusques Bivalves]) du Miocène supérieur ; de telles formations sont particulièrement développées dans le bassin de Vienne et dans l'Europe orientale. Les dépôts himalayens des Siwaliks sont intéressants pour leurs riches faunes de Mammifères contemporaines de celles de Pikermi (Athènes) et de Samos en Méditerranée, ainsi que de celles du Mid-continent et de l'ouest des États-Unis. Au Pliocène, il faut noter : les sables marins de Belgique, de Hollande et d'Angleterre *(crags)*, avec des Mollusques de type arctique ; les faciès saumâtres et lacustres du centre et de l'ouest de l'Europe, de Russie et d'Asie occidentale, qui prolongent les conditions déjà mises en place au Miocène supérieur. Citons aussi la *formation des gypses soufrés* du Miocène supérieur d'Italie, qui s'étend tout le long des Apennins et en Sicile ; elle est suivie par les *marnes bleues* du Plaisancien et les *sables jaunes* de l'Astien (ces deux faciès sont marins) sur lesquels, à la fin de la période, se sont formés les dépôts ligniteux à Vertébrés (Valdarno, Ombrie, etc.) de faciès continental.

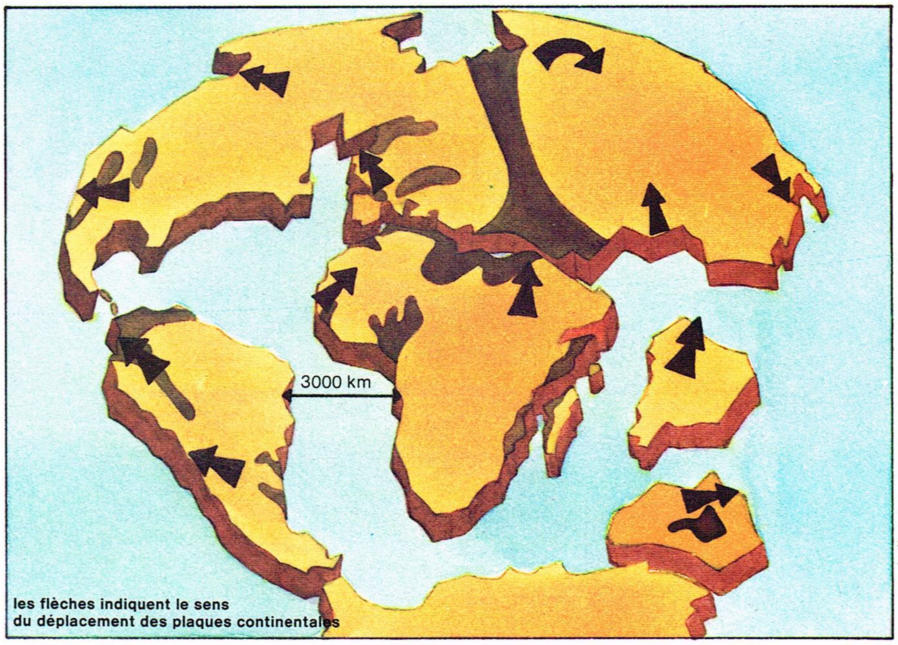
L'orogenèse alpine continue, avec un maximum vers la fin du Miocène et des reprises de mouvements au Pliocène. On observe des phénomènes analogues dans les cordillères nord-américaines, dans les Andes, l'Atlas, l'Himalaya et en Indonésie, tandis que du Taurus à l'Afrique australe se crée un grand système de fractures et qu'en Amérique, les îles des Antilles se morcèlent. Au début du Miocène, la mer entre dans la vallée du Rhône *(dépression périalpine)*, le long du bord externe des Alpes, désormais émergées. A cette époque, la Méditerranée communique encore avec l'océan Atlantique et l'océan Indien, mais vers la fin se crée une séparation entre les Méditerranées occidentale et orientale (cette dernière, présentant des caractères saumâtres, s'étendait de la mer Noire à la mer d'Aral, et était bordée de grands lacs). Puis, successivement, se ferment les détroits nord-bétique et sud-riféen et s'ouvre celui de Gibraltar. En Amérique, l'émersion de l'Amérique centrale met fin à la communication primitive entre le Pacifique et l'Atlantique. Les lacs salés et les lagunes sont fréquents en Europe orientale et en Asie occidentale et persistent pendant tout le Pliocène.

Aux mouvements orogéniques sont associées des manifestations magmatiques avec une activité volcanique intense (maximum au Pliocène) dans le Massif central, les Carpates, l'Amérique du Nord, les îles et les côtes de Méditerranée occidentale. En Italie, l'activité volcanique est intense (région phlégréenne, Roccamonfina, Ernici), mais atteindra son maximum au Pléistocène.

Le climat présente un refroidissement sensible par rapport au Paléogène, comme en témoignent la flore et la faune continentales, mais toujours avec une température supérieure à celle qui y règne actuellement.

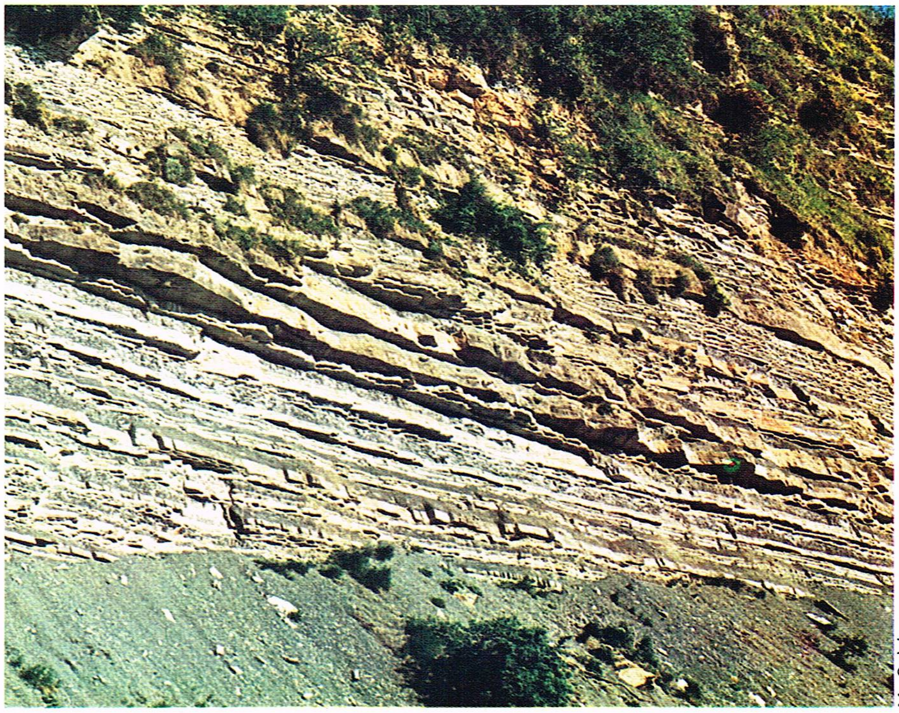
Ère néozoïque, ou Quaternaire

L'ère néozoïque (du grec : νέος = nouveau et ζῷον = vivant), ou Quaternaire, ou encore ère de l'homme, est ainsi nommée car sa flore et sa faune sont constituées de groupes toujours vivants (ou de leurs descendants immédiats) ; elle est dite aussi *anthropozoïque* du fait de l'apparition ou, du moins, de la diffusion de l'homme. Selon les données les plus récentes, la durée de cette ère devrait se situer autour de 2 millions d'années ; sa brièveté empêche les chercheurs d'utiliser pour déterminer les subdivisions les méthodes classiques de la stratigraphie.



▲ ***Le monde au début du Tertiaire** (d'après Dietz et Holden). L'Atlantique Nord s'est ouvert entre Gibraltar et Terre-Neuve. Madagascar est séparée de l'Afrique, par contre l'Arabie lui est soudée et l'Inde n'a pas encore rejoint le continent asiatique. La plus importante des mers épicontinentales, la mer Ouralienne, sépare l'Europe de l'Asie jusqu'à la fin de l'Oligocène, tandis qu'au Paléocène un bras de mer prend en écharpe le continent africain.*

▼ ***Les formations tertiaires** : stratification régulière dans le **flysch** Éocène de Guetaria (Espagne du Nord).*



▶ *Tableau récapitulatif des subdivisions de l'ère* **néozoïque**, *ou* **Quaternaire.**

SUBDIVISIONS ET CARACTÉRISTIQUES DE L'ÈRE QUATERNAIRE

Époques	Étages marins	Séquences climatiques et glaciations
HOLOCÈNE	*Dunkerquien*	ACTUEL SUB-ATLANTIQUE SUB-BORÉAL
	Flandrien = Versilien	ATLANTIQUE (optimum climatique) BORÉAL
10 000 ans	Régression grimaldienne — 100 m	WURM I à IV = VISTULE = WISCONSIN comprenant 3 interstades
	Tyrrhénien II = Eemien = Normannien	RISS-WURM
100 000 ans		RISS = SAALE = ILLINOIS
PLÉISTOCÈNE	*Tyrrhénien I* = mer du Holstein (faune chaude)	MINDEL-RISS
		MINDEL = ELSTER = KANSAS et interstades
0,5 MA		GUNZ-MINDEL
1 MA	*Sicilien* (faune froide)	GUNZ et interstades
1,6 MA	*Calabrien* (faune froide)	DONAU-GUNZ DONAU ?
2 MA		

Par contre, les fossiles fournissent des indications fondamentales pour définir la paléoclimatologie (par exemple, les faunes marines froides et chaudes).

Le Quaternaire est généralement subdivisé en deux périodes : Pléistocène et Holocène; le début de cette dernière se situe environ 10 000 ans avant J.-C. (données basées sur la méthode du radiocarbone) et coïncide avec la disparition des grandes calottes glaciaires.

En dehors de la diffusion explosive des hominiens, cette ère est marquée par les grandes *expansions glaciaires* qui ont recouvert une vaste portion de l'hémisphère boréal. En Europe, on connaît les traces de cinq glaciations : le *Donau,* le *Günz,* le *Mindel,* le *Riss* et le *Würm*. En France, ces différents épisodes ont été reconnus notamment dans les dépôts fluvio-glaciaires du Bas-Dauphiné. Chacune de ces phases est séparée de l'autre par des périodes chaudes, ou *interglaciaires,* où les glaciers se retirent.

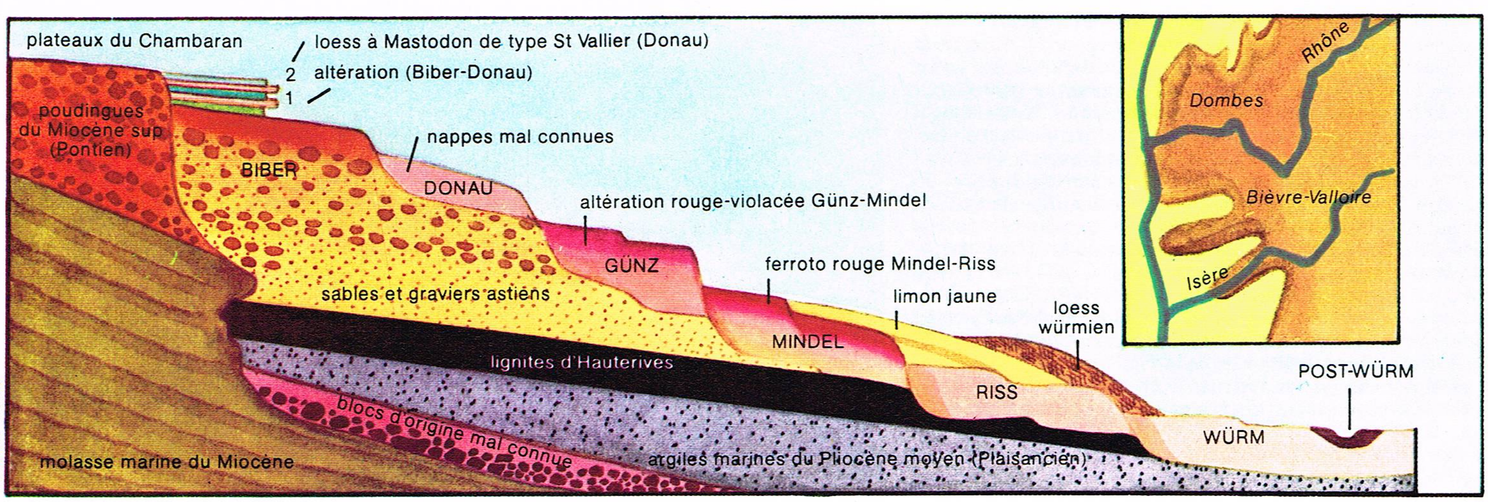
Diverses hypothèses ont été émises sur les causes des glaciations. Aujourd'hui, on a tendance à admettre, surtout en se basant sur les études de Milankovitch, qu'elles sont dues en grande partie à des causes astronomiques. Les plus grandes manifestations du développement des glaciers se sont produites dans l'hémisphère boréal, où se trouvaient deux énormes calottes continentales (Amérique du Nord et partie médiane de l'Europe septentrionale). En dehors de ces calottes, les glaciers s'étendaient sur les principales chaînes montagneuses (dont les Alpes) et dans certaines zones de Sibérie. Les *mouvements eustatiques* sont liés aux phénomènes glaciaires; en effet, pendant les phases glaciaires, le niveau marin devait nécessairement s'abaisser, tandis qu'il remontait pendant les phases interglaciaires (pour l'Adriatique, la variation de niveau a été calculée, elle était de 100 m environ). Les *mouvements isostatiques* de la croûte terrestre sont également une conséquence de la fusion des calottes glaciaires; la Scandinavie en est un exemple classique : un abaissement de plus de 500 m s'y est produit sous le poids des glaciers (épais de plus de 2 000 m); elle s'est ensuite soulevée à nouveau (phénomène encore actuel) lors de leur fusion.

La paléogéographie du Néozoïque correspondait pratiquement à l'actuelle; l'orogenèse alpine avait dépassé sa phase paroxysmale et les mouvements orogéniques de tassement ne modifiaient pas la physionomie désormais acquise des continents et des océans. Les manifestations magmatiques furent intenses dans de nombreuses régions du globe; en Europe, on note les centres éruptifs du Massif central, et ceux de l'Italie péninsulaire et insulaire : côtes de la Toscane et du Latium (mont Amiata, Tolfa), groupe du Latium et de la Campanie (Bolsena, Bracciano, collines Albani, champs Phlégréens, Vésuve) avec des laves leucitiques, Sicile (Etna) et Sardaigne (monts Arci et Ferru).

Les dépôts quaternaires connus, en fonction des caractères paléogéographiques, sont seulement les dépôts continentaux et épicontinentaux marins. Les dépôts continentaux les plus significatifs sont sans aucun doute ceux d'origine glaciaire (moraines), auxquels s'ajoutent cependant les dépôts fluviaux en terrasses, éoliens (lœss), organiques (lignites, tourbes), etc. Un des problèmes qui se posent pour établir les corrélations entre les divers sédiments quaternaires est celui de la correspondance entre les glaciations et les étages marins qui subdivisent le Pléistocène du Bassin méditerranéen (Calabrien, Sicilien, Tyrrhénien); il en est de même pour les dépôts analogues des autres parties du globe. Les sédiments marins sont essentiellement représentés par des sables et des argiles fossilifères à Mollusques et Foraminifères, qui, avec la diversité des genres, témoignent de l'alternance des mers froides (*Cyprina islandica, Mya truncata, Trichotropis borealis, Anomalina balthica,* etc.) et chaudes (*Strombus bubonius, Mytilus senegalensis, Tritonidea viverrata,* etc.). En Scandinavie, en se basant sur l'étude des *varves* (alternances de couches minces, déposées dans les lacs périglaciaires, distinctes par les couleurs et les dimensions des particules, et dues à l'alternance des saisons), il a été possible d'établir une chronologie absolue des phénomènes liés aux glaciations avec une précision supérieure à celle du radiocarbone.

La flore est représentée, à quelques rares exceptions près, par des plantes toujours vivantes. Il faut cependant noter

▼ *Le* **fluvio-glaciaire de la Bièvre-Valloire (Bas-Dauphiné).** *Coupe transversale montrant l'emboîtement des dépôts d'une partie du Pliocène et du Quaternaire dans une vallée creusée au Miocène supérieur-Pliocène (Pontien)* [*d'après* F. *Bourdier*].



Richard Colin



M. Colchen

qu'il existe des alternances de flores « froides » et « chaudes », qui sont en relation avec les variations climatiques caractérisant cette ère. La conséquence en est la présence actuellement en Europe méridionale d'espèces vivant seulement dans les zones subarctiques ou dans les Alpes et, inversement, celle d'espèces subtropicales en Europe septentrionale (par exemple, *Rhododendron ponticum*). L'analyse des pollens fossiles (palynologie), qui permet la reconstitution des associations phanérogamiques, a beaucoup d'importance pour l'étude des fluctuations climatiques.

La faune, outre les formes actuelles, présente aussi des espèces et des genres complètement éteints. Comme pour la flore, on note une alternance de faunes « froides » et « chaudes », soit en milieu marin comme cela a déjà été signalé, soit en milieu continental. Durant les interglaciaires, les animaux de type tropical *(Elephas antiquus, Rhinoceros meridionalis, Hippopotamus amphibius)* s'avancent vers le nord de l'Europe. Par contre, pendant les périodes glaciaires, les formes « froides » se répandent; parmi les Éléphantidés, on trouve d'abord *Elephas trogontherii* et le mammouth *(Elephas primigenius),* recouvert d'une toison épaisse, qu'accompagnent le rhinocéros laineux *(Rhinoceros antiquitatis),* le renne *(Rangifer tarandus)* et de nombreux autres animaux de type boréal ou alpin. Parmi les autres formes éteintes de la faune européenne, rappelons : *Megaceros euryceros, Elasmotherium, Bos primigenius, Ursus spelaeus,* etc. La faune d'Amérique du Nord présente des caractères particuliers car les formes pliocènes (*Mastodon americanus, Smilodon,* etc.) y persistent plus longtemps qu'en Europe. En Amérique du Sud, elles persistent encore plus : on observe des espèces autochtones de grandes dimensions *(Megatherium, Mylodon, Glyptodon,* etc.), que l'immigration de faunes nord-américaines fait disparaître.

L'ère quaternaire est caractérisée par la présence des hominiens, dont on fait dériver l'origine d'un rameau du tronc des singes anthropomorphes de l'Oligocène. Au Pliocène, cette branche se serait subdivisée en deux, donnant les grands singes fossiles du Quaternaire *(Australopithecus, Plesianthropus, Paranthropus)* et les préhominiens *(Pithecanthropus, Atlanthropus, Sinanthropus)* de la base du Quaternaire. Selon l'opinion la plus répandue, l'homme n'apparaîtrait qu'au Quaternaire moyen : *Homo neandertalensis.* Il se répand en Europe, en Afrique et en Amérique, d'abord accompagné, puis remplacé par l'*Homo sapiens.* Ce dernier est représenté par des individus possédant déjà les traits essentiels des grandes races humaines, qui se sont ensuite différenciées en races blanche (homme de Cro-Magnon), mongoloïde (homme de Chancelade) et négroïde (homme de Grimaldi). De récentes découvertes semblent reculer l'apparition de l'homme. De nombreux témoignages de l'activité de l'homme nous sont parvenus grâce aux outils et aux armes qui, selon le type de travail, permettent de diviser la préhistoire en deux parties : celle de la pierre grossièrement taillée *(Paléolithique)* et celle de la pierre polie *(Néolithique),* chacune étant subdivisée en fonction des caractères typiques du travail et des matériaux employés.

▲ ***Les formations quaternaires continentales dans l'Himalaya du Népal : au nord de la haute chaîne himalayenne, la Kali Gandaki a creusé sa vallée dans les formations quaternaires fluvio-lacustres constituant les terrasses visibles au second plan. Celles-ci sont établies dans une ancienne vallée creusée dans des formations tertiaires continentales (formations rosâtres de l'arrière-plan), et l'ensemble des séries sédimentaires paléozoïques et mésozoïques (reliefs visibles à gauche).***

BIBLIOGRAPHIE

AZZAROLI A., CITA M. B., *Geologia stratigrafica,* 3 vol., La Goliardica, Milan, 1963-1967. - DEBELMAS J., *Géologie de la France,* t. I : *Vieux Massifs et Grands Bassins sédimentaires;* t. II : *les Chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays,* Doin, Paris, 1974. - FOURMARIER P., *Principes de géologie,* Masson, Paris-Liège, 1949. - HAMILTON E. T., *Applied Geochronology,* Academic Press, Londres-New York, 1965. - HOLMES A., *The Construction of a Geological Timescale* in *Trans. Geol. Soc. Glasgow,* v. 21, Glasgow, 1947. - MOORE R. C., *Introduction to Historical Geology,* Mc Graw-Hill, New York-Toronto-Londres, 1958. - POMEROL Ch., *Stratigraphie et Paléogéographie : Ère mésozoïque; Ère cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire),* Doin, Paris, 1973-1974. - POMEROL Ch., *Guides géologiques régionaux de la France,* Masson, Paris. - RUTTEN M. G., *The Geological Aspects of the Origin of Life on Earth,* Elsevier, Amsterdam-New York, 1962. - STRAKHOV H. M., *Principles of Historical Geology,* Jérusalem, 1962. - TERMIER H., TERMIER G., *Histoire géologique de la biosphère,* Masson, Paris-Liège, 1952. - ZEUNER F. E., *Dating the Past. An Introduction to Geochronology,* Methuen, Londres, 1950.

▶ *La fossilisation est l'ensemble des processus physico-chimiques qui conduisent les organismes vivants, par accumulation, mort et enfouissement, à l'état dans lequel nous les trouvons dans les gisements fossilifères; ici une dalle portant plusieurs exemplaires de* **Rhynchonella sp.**, *petits Brachiopodes Articulés du* **Carbonifère**, *en Angleterre.*



C. Bevilacqua

PALÉONTOLOGIE

Dès l'Antiquité, les fossiles (vestiges laissés par les êtres vivants dans les séries géologiques) furent considérés comme des restes d'anciens organismes ; cependant, cette opinion était loin de faire l'unanimité à cette époque. L'influence des idées d'Aristote (384-322 av. J.-C.) se prolongea jusqu'au Moyen Age et jusqu'au début de la Renaissance, sans que des progrès manifestes eussent lieu dans ce domaine.

Au XVIe siècle, comme au temps d'Aristote, on considérait les fossiles le plus souvent non comme des sujets d'étude scientifique, mais comme des objets de curiosité et d'étonnement, ou encore de collections, ce qui donnait d'ailleurs lieu à des iconographies souvent remarquables (celle de Georges Bauer, dit Agricola : *De natura fossilium* [1546] comporte plus de mille figures, minéraux y compris). On parlait aussi de « jeux de la nature » ou de « pétrifications » qui auraient spontanément pris naissance au sein d'une « boue originelle », sous l'influence d'une mystérieuse Force créatrice. Les fossiles étaient aussi considérés comme les témoins du Déluge universel : ainsi pensaient les partisans de la théorie diluvienne.

Cependant, pour certains esprits éclairés, tels Léonard de Vinci (1452-1519), Jérôme Fracastoro (1483-1553) et Bernard Palissy (1510-1590), il s'agissait bien de restes d'organismes. Mais la distinction de ces organismes avec les espèces actuelles fut plus longue à établir. Nicolas Sténon (1638-1686) percevait déjà l'existence de plusieurs mondes successifs disparus; vers 1780, Georges Louis Leclerc de Buffon (1707-1788) exprimait l'idée d'espèces « perdues » (ou disparues).

A cette période essentiellement descriptive succéda ce que l'on peut appeler la période prédarwinienne. William Smith (1769-1839) conçut les bases mêmes de la stratigraphie et le rôle que les fossiles pouvaient jouer dans l'établissement des synchronismes en utilisant les successions de fossiles comme moyen de corrélation à distance. A peu près en même temps, Léopold von Buch (1774-1832) introduisit la notion de fossile « directeur » (ou guide). Georges Cuvier (1769-1832) peut être considéré comme le créateur de la paléontologie moderne, grâce à ses travaux sur l'anatomie comparée des Vertébrés fossiles : *Recherches sur les ossements fossiles* (1812). C'est à la même époque que le terme *paléontologie* fut utilisé pour la première fois, et cela à peu près simultanément par Ducrotay de Blainville en 1825 dans son *Manuel de malacologie et conchyliologie*, Fischer de Waldheim et Brongniart. D'ailleurs, dès 1832, d'Archiac proposait le terme de *paléobiologie*. Jean-Baptiste de Lamarck (1744-1829) amorça de son côté la série des grandes monographies, qui allaient devenir si florissantes dans la première moitié du XIXe siècle et tant servir à la stratigraphie. A côté de Cuvier, essentiellement fixiste, Lamarck fut aussi, avec Geoffroy Saint-Hilaire (1772-1844), un précurseur de la théorie transformiste, bien que le concept évolutionniste ne s'épanouisse que pendant la période suivante, qui débute avec la publication de *l'Origine des espèces* (1859) de Charles Darwin (1809-1882).

Darwin substitue aux états statiques de la vie la notion de dynamisme, de changements continus dans un espace-temps géologique. Les relations entre les études monographiques de fossiles et celles des groupes actuels correspondants se précisent, en même temps que les spécialisations se font de plus en plus strictes et nombreuses. La paléontologie se développe et s'accompagne d'une utilisation pratique, notamment dans la prospection

pétrolière et minière. Les techniques paléontologiques se multiplient tant pour les récoltes et les études de terrain que dans la préparation et surtout l'observation des fossiles. Au cours de la période actuelle (qualifiée d'écologique ou de biologique ou contemporaine), un mouvement se dessine dans le sens d'une étude écologique des fossiles.

Notion de fossile

Le nom de fossile vient du latin *fossilis* = qui est extrait de la terre. Le terme recouvrait à l'origine des notions très variées : il s'agissait aussi bien de restes d'organismes que de minéralisations, ou encore de pétrifications et autres artefacts. Leur étude ne prenait pas toujours en considération leur état de conservation. De nos jours, si le sens du mot est limité, il englobe encore des domaines très divers : il désigne tous les restes d'organismes, y compris les traces de leur activité. Les restes se présentent sous plusieurs aspects. Les parties dures du corps sont plus ou moins bien conservées (minéralisations, etc.). Lorsqu'elles sont dissoutes, le corps ou certaines parties de l'animal peuvent laisser des empreintes *(moule externe)*. Quand l'organisme possède des cavités creuses et une coquille épaisse, il peut y avoir un remplissage de ces cavités *(moule interne)* par le sédiment environnant. Dans d'autres cas, on a un mélange d'ornementations externes et internes (palimpsestes) et, dans le cas de fossiles très plats (feuilles, ailes d'Insectes), des empreintes ou impressions proches d'un moule externe.

Au cours de la diagenèse, certains fossiles ont été conservés dans des milieux favorables : glace (mammouth de Sibérie), asphalte (rhinocéros de Galicie), ambre (Insectes de l'Oligocène de la Baltique), calcaires lithographiques (*Archaeopteryx*, libellules de Solenhofen), lœss (bisons). Quant à la silicification du bois, elle peut être interprétée comme une pseudomorphose (remplacement de la substance organique par de l'inorganique pouvant être accompagné d'une recristallisation de squelette). Enfin, quelquefois, des substances organiques comme la chitine, la conchyoline, les pigments (chez les Brachiopodes, les coraux...) sont conservées chez les fossiles. Les pistes diverses (chez *Chirotherium* par exemple), traces de logement, perforations, témoignent de l'activité des fossiles. Les « fossiles vivants » (*Ginkgo, Neopilina, Latimeria,* etc.), qui ont peu évolué par rapport à leurs ancêtres, représentent un cas intéressant d'organismes.

Au cours de la fossilisation, les fossiles subissent un certain nombre de transformations qui les conduisent, après enfouissement plus ou moins rapide dans le sédiment, à leur état actuel (voir le paragraphe consacré à la *fossilisation*).

A côté des *macrofossiles,* fréquemment rencontrés, sont susceptibles d'être conservés dans les sédiments : d'une part, des fossiles microscopiques, ou *microfossiles* (taille : 10 μm), comme la plupart des Foraminifères, les Radiolaires, les Ostracodes, les Diatomées, ainsi que les spores et les grains de pollen ; d'autre part, les restes de très petits organismes à éléments squelettiques microscopiques, comme les spicules d'Éponges, les fragments de Cœlentérés, ou encore les stades précoces de croissance de fossiles, de groupes d'organismes plus importants (Mollusques...). Les otolithes, les écailles de Poissons, les dents et les os de petits Mammifères se rattachent aussi au groupe des microfossiles (dont la science est la *micropaléontologie*).

Les *nanofossiles* sont de très petits microfossiles (10 mμ de moyenne), comme les Coccolithes, les Hystricosphères, les Chitinozoaires, les Algues unicellulaires.

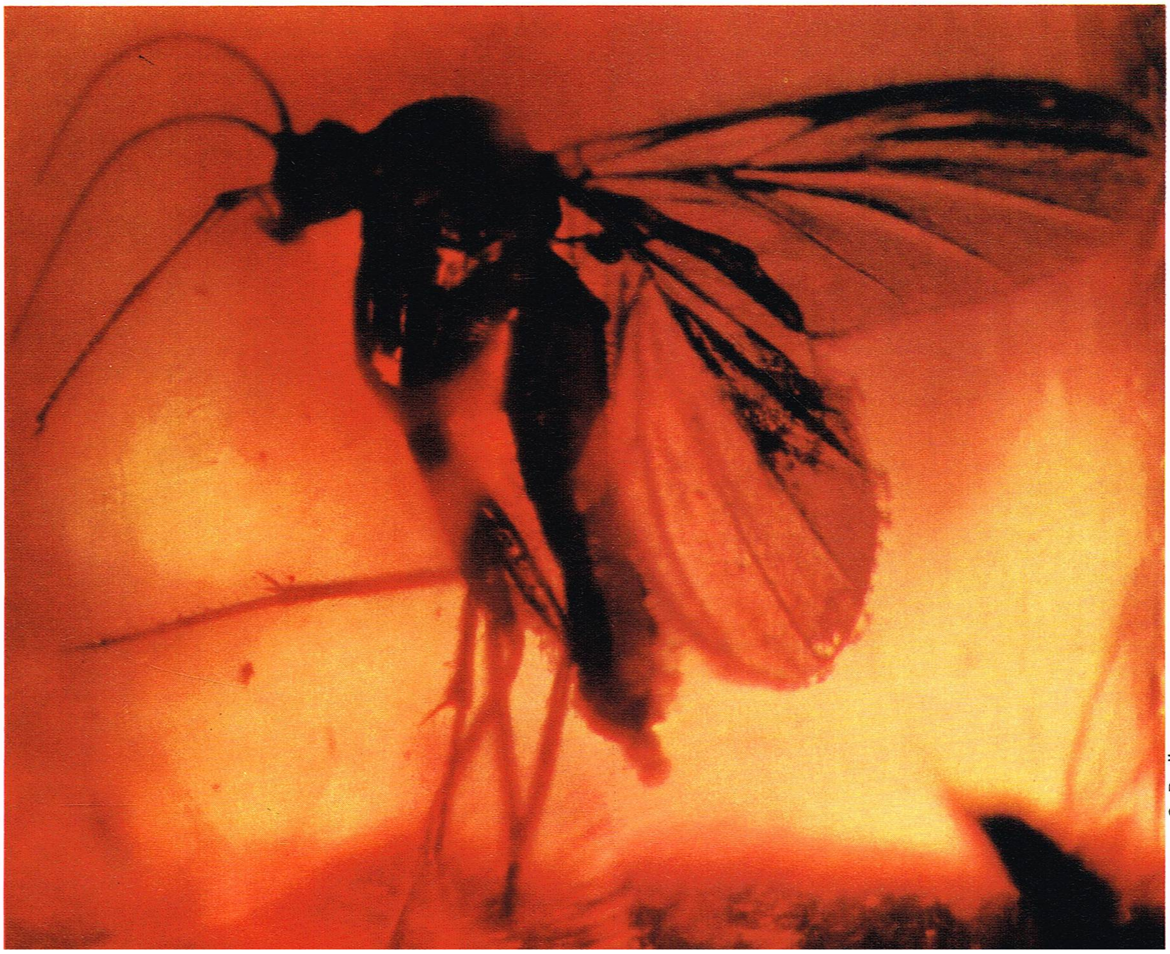
L'utilisation des *fossiles caractéristiques,* ou *fossiles repères* (Ammonites, Graptolites, Foraminifères), ou de leurs associations, permet l'établissement de corrélations entre les étages stratigraphiques de niveau géologique déterminé et la délimitation de provinces biogéographiques.

Les *fossiles de faciès,* les Foraminifères par exemple, renseignent sur la nature des conditions physico-chimiques et écologiques du milieu environnant (par exemple, faciès schisteux ou coquillier).

La fossilisation

La fossilisation est l'ensemble des processus physico-chimiques (biologiques et sédimentologiques) qui conduisent les organismes vivants (biocénose), par accumulation, mort (thanatocénose) et enfouissement, à l'état dans lequel nous les trouvons dans les gisements fossilifères (oryctocénose). L'étude de la formation des gisements fossilifères est l'objet de la *taphonomie* (Efremov, 1940), terme provenant de *taphos* = funérailles et de *nomos* = loi.

Les fossiles nous renseignent sur les faits biologiques qui sont intervenus au cours de la fossilisation. Les faits sédimentologiques qui accompagnent ces faits biologiques doivent aussi être pris en considération. La



C. Bevilacqua

◀ ***Au cours de la diagenèse, certains fossiles ont été conservés dans des milieux favorables ; ici un Insecte de l'Oligocène de la Baltique (Samland) parfaitement conservé dans de l'ambre.***



▲ *Sections naturelles d'Acteonella sp., du Crétacé supérieur (Autriche); on notera la façon dont le sédiment en a rempli les cavités.*

disposition des fossiles dans un gisement témoigne de l'histoire et de la signification du gisement. Quand le fossile se trouve à l'emplacement même où l'organisme a vécu, il est en *position primaire* ou *autochtone* (huîtres fixées sur un substrat à la base des couches par exemple). Si le lieu d'enfouissement ne coïncide ni avec le lieu de vie ni avec celui de la mort, l'organisme est en *position subprimaire* ou *allochtone*. Enfin, après l'enfouissement, il peut y avoir des changements de position ou de situation : la *position* est dite alors *secondaire*.

Les fossiles sont souvent répartis de façon variable; cependant, des renseignements nous sont fournis par les accumulations d'organismes : certains niveaux d'une richesse particulière (otolithes de Poissons) témoignent d'une concentration et d'une sélection d'une partie privilégiée de l'organisme.

Au cours de la fossilisation, les phénomènes de transport interviennent à différents moments, l'enfouissement étant plus ou moins rapide. Les corps allongés et aplatis se disposent suivant les plans de stratification mais prennent aussi une orientation préférentielle dans ce plan (rostres de Bélemnites). Les déformations affectent également les fossiles : la comparaison avec les formes correspondantes actuelles montre un changement de contour et de volume dans la disposition des éléments, ces déformations étant dues le plus souvent à des agents mécaniques. Ainsi certains Brachiopodes, dont les valves demeurent en connexion, peuvent montrer des valves avec de nombreuses fractures dans la région de la commissure frontale. Les organismes peuvent être détruits avant, pendant et après la fossilisation (cas des Trilobites métamorphisés).

La part des phénomènes chimiques au cours des processus de fossilisation n'est pas moins importante (échanges internes et externes). Certains éléments chimiques comme le calcium, le phosphore et le silicium jouent un rôle dominant par leur masse. Les Foraminifères et les Corallinacées sont relativement riches en magnésium. D'autres éléments, comme le strontium, dont la teneur est supérieure à celle de la roche encaissante, sont considérés malgré tout comme éléments en trace. L'origine organique de certaines concentrations de carbone est déterminée par l'étude des isotopes du carbone et de l'oxygène. Cependant, c'est le plus souvent la combinaison de ces éléments que l'on considère chez les fossiles. Les carbonates, en particulier le carbonate de calcium, seul ou associé à d'autres composés comme les phosphates, jouent un rôle important dans de nombreux tests et squelettes, sous forme de calcite ou d'aragonite. Généralement, au cours de la fossilisation, l'aragonite se transforme en calcite; cependant, on a retrouvé des tests aragonitiques jusque dans le Permien (nautiloïde). Les phosphates sous forme d'apatite fluorée se trouvent essentiellement dans les os, mais existent aussi chez les Brachiopodes Inarticulés et les Conodontes. Les Diatomées, la majorité des Radiolaires, une partie des Éponges et les Silicoflagellés ont un squelette siliceux, le plus souvent formé d'opale chez le vivant. A côté de la silicification, ou remplacement de la substance organique par pénétration de silice (bois...), existent des phénomènes de pyritisation (Ammonites, Arthropodes) en relation avec le milieu réducteur. Par dosage et par différentes réactions chimiques, on a pu mettre en évidence chez les fossiles la présence d'hydrates de carbone, de lipides, ou encore de substances organiques sous forme figurée comme des cellules du tégument ou des fibres musculaires (lignites de l'Éocène de Geiseltal).

Après la mort des organismes (destruction des parties molles par putréfaction et fermentation sous l'influence d'agents microbiens), commence l'interaction des processus chimiques entre toutes ces substances. Des produits plus simples que les substances d'origine sont libérés; les graisses, les protéines et les glucides disparaissent plus rapidement que les kératines, cutines, résines, etc. Lors de conditions favorables, relativement exceptionnelles, qui sont en relation avec les premiers stades de destruction plus ou moins complète de la substance organique et des changements chimiques concomitants, se produisent des anéantissements brutaux d'organismes et leur accumulation massive (c'est le cas des Poissons notamment). Enfin, certains milieux sont particulièrement favorables à la conservation des organismes (étangs, grottes, fissures, lœss, glace).

Paléoécologie

La paléoécologie (du grec *palaïos* = ancien, *oïkos* = habitation, et *logos* = conception) est l'écologie des organismes du passé. Le terme écologie (d'*Okologie*, terme inventé par E. Haeckel, 1834-1919) désigne l'étude des relations entre les organismes et le milieu environnant (voir éthologie, mésologie, biogéographie). Son histoire se confond avec celle de la paléontologie.

A la fin du XIX[e] siècle, Kowalevsky donna une orientation paléoécologique à une étude sur les Mammifères du Cénozoïque. En 1912, O. Abel introduisit le terme paléobiologie pour définir l'orientation écologique de la paléontologie des Vertébrés et les recherches sur l'adaptation. Ce terme allait s'étendre et prendre un sens paléoécologique de plus en plus marqué. L. Dollo avait publié, entre-temps, une série de travaux sous le titre de *Paléontologie éthologique*.

La paléoécologie s'occupe des organismes du passé. Elle s'efforce de découvrir leurs modes de vie, de reconstituer les conditions d'existence, de connaître les réactions des organismes les uns par rapport aux autres et avec le milieu ambiant. Elle fait appel à d'autres disciplines, comme la paléophysiologie et la paléobiochimie. Elle se divise en *paléo-autécologie* (réactions des espèces prises isolément dans le milieu) et *paléosynécologie* (réactions de l'association dans son ensemble).

Les différents milieux sont caractérisés par des facteurs abiotiques (physico-chimiques, dynamiques et sédimentologiques) et biotiques (biologiques, organiques). Ainsi, le milieu marin, le plus étudié, est défini par la salinité, la nature du substrat (facteur édaphique), la distance à la côte, la profondeur (facteur bathymétrique), l'agitation, la turbidité, l'éclairement, la température, la composition chimique de l'eau, les gaz dissous, la turbulence et l'upwelling (remontée des eaux profondes). Les individus qui réagissent à ces facteurs sont : oligo-, méso-, polyhyalins, halophiles ou halophobes. Les organismes eurybiontes sont adaptés aux grandes variations d'un facteur; dans le cas contraire, ils sont sténobiontes.

L'étude du système vie-milieu a nécessité la création de termes qui définissent la répartition des organismes (benthos, pelagos, divisé en plancton flottant passif et necton flottant actif). A chaque domaine sont associés des groupements d'êtres vivants, associations, communautés, biocénoses, le milieu correspondant étant le biotope. Selon le *principe de l'actualisme,* les processus géologiques s'accomplissaient dans le passé de la même façon qu'aujourd'hui, si bien qu'à travers l'observation et l'analyse des manifestions actuelles, on peut avoir une juste représentation des événements passés. L'application de ce principe demande toutefois une certaine prudence : certaines espèces ont pu changer de mode de vie. Pour le Tertiaire et le Quaternaire, la comparaison avec les espèces actuelles peut fournir des données valables; mais à mesure que l'on descend dans la série stratigraphique, il faut s'en tenir aux données livrées par le fossile et le sédiment.

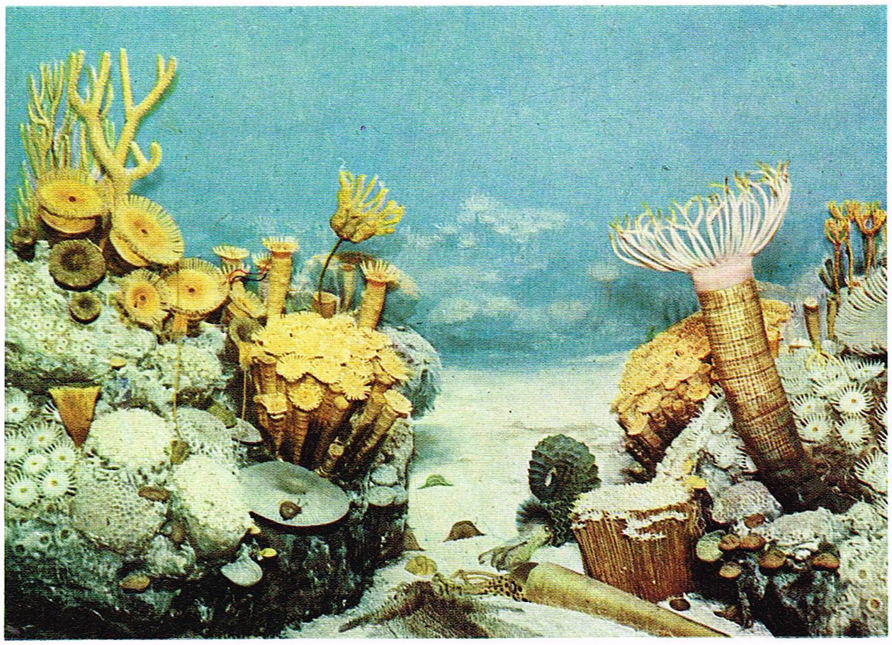
L'intérêt des méthodes statistiques et numériques est évident : ainsi, la présence d'une espèce caractéristique d'un milieu donné peut être fondamentale dans la reconstitution de l'environnement. L'examen des fossiles permet d'envisager leur mode de vie; il nous renseigne aussi sur l'habitat. On peut encore faire des considérations sur le dimorphisme sexuel, la paléopathologie, la reproduction, les premiers phénomènes de croissance, l'alimentation et la nourriture. L'ichnologie étudie de son côté les traces laissées par les organismes (habitat, locomotion, repos) qui nous fournissent des indications sur l'écologie et l'éthologie. Enfin, la paléoécologie nous renseigne aussi sur des phénomènes comme le parasitisme, le commensalisme et la symbiose.

Les récifs au cours des temps géologiques

Édifices de mers chaudes, dus à l'activité d'organismes constructeurs (Cœlentérés, Algues), les récifs sont peuplés, selon les époques, d'Éponges, de Crinoïdes, de Foraminifères, de Bryozoaires et de Mollusques. Ils nécessitent des conditions particulières de milieu : température, profondeur, nature du substrat, distance à la côte, agitation, turbidité et composition chimique de l'eau, gaz dissous et turbulence. On distingue : les *récifs frangeants* en bordure de côte, les *récifs barrières* parallèles à la côte (Australie), les *récifs annulaires*, ou *atolls*.

Au Précambrien, les récifs de Stromatolites ont une extension mondiale (Amérique, Afrique, Sibérie).

A l'ère primaire, les récifs coralliens sont présents sur toute la surface du globe. Aux récifs du Cambrien, essentiellement formés d'Archæocyathidés, succèdent, à l'Ordovicien, les premiers récifs coralliens. Au Silurien, le climat paraît plus uniforme sur la surface du globe et la température semble s'élever progressivement dans toutes les mers. Les récifs prospèrent dans le géosynclinal méditerranéen, les continents nord-atlantique et russo-scandinave (falaises de Gotland) ainsi qu'en Amérique du Nord et en Australie. Au Dévonien, la présence d'un climat chaud sur toute la surface du globe permet l'épanouissement des coraux (développement des Tétracoralliaires et des Tabulés). Au Carbonifère, des mers calmes et profondes où se forment des récifs accompagnent l'orogenèse hercynienne. Le climat est chaud et humide (calcaire de Waulsort en Belgique, développement des coraux en bordure de la mer du Zechstein en Allemagne). Au Permien, il y a séparation entre une région boréale sèche et désertique et une région australe froide et humide. Les récifs sont alors limités à l'hémisphère boréal.



Chicago Natural History Museum

▲ ***Récif corallien du* Dévonien moyen *: au centre, en bas, on aperçoit deux Céphalopodes, un à coquille conique droite, l'autre à coquille spiralée.***

Cette situation persiste jusqu'au Trias. Aux Tétracoralliaires succèdent les Hexacoralliaires. Le climat, chaud et sec (Buntsandstein en Allemagne), est subtropical. Au Trias moyen, il y a approfondissement du géosynclinal alpin (faciès dolomitiques des Alpes orientales); les récifs se développent en bordure de la Mésogée. Au Jurassique, les coraux présents dans le Bassin parisien, au voisinage des massifs émergés (Ardennes, Vosges, Morvan, Jura), abandonnent ces régions; la tendance est à la migration vers le sud. Au Crétacé, ce phénomène de recul s'accentue; les récifs cités précédemment diminuent d'importance et font place à des populations de Rudistes et de Madréporaires. Les migrations peuvent s'expliquer par un abaissement général de la température et par la tectonique. En Europe, les récifs se replient en Méditerranée (à l'exception de ceux de Suède). Le mouvement conduisant à la répartition des récifs de part et d'autre de l'équateur est amorcé.

Au Tertiaire, les récifs sont moins nombreux en Amérique; en Europe, ils sont limités à la partie méridionale, avec une exception en Pologne. La migration vers le sud et le resserrement autour de l'équateur se poursuivent. A partir de l'Oligocène, les provinces récifales actuelles se mettent en place; c'est au Miocène qu'elles sont fixées dans leurs limites actuelles.

Au Quaternaire, leur répartition est intertropicale : Amérique (Amérique centrale, côtes du Brésil), Afrique (côte occidentale, Madagascar, mer Rouge), Asie (Inde, Japon), Pacifique et Australie.

La forêt houillère

La forêt houillère s'installe sur d'anciennes plaines marécageuses lagunaires où le niveau du sol était voisin de celui de la mer *(lagune paralique),* ou encore dans des bassins intérieurs lacustres *(lagune limnique)*.

Les nombreux restes de végétaux trouvés dans les sédiments houillers (empreintes diverses, fragments de troncs, tiges, racines, spores) témoignent d'une végétation



I.G.D.A. - C. Bevilacqua

◀ **Cyathophyllum hypocrateriforme** ***du Dévonien (Allemagne).***

abondante. A cette époque, il devait régner toute l'année une température relativement constante avec une forte humidité.

Les plantes décrites comme appartenant à la flore houillère ne vivaient pas toutes dans le même milieu. Sur le fond de la lagune foisonnaient les Bactéries, dont certains restes ont été observés, et qui jouaient un rôle majeur dans les phénomènes aboutissant à la formation du charbon, les Algues unicellulaires (Chlorophycées) et les végétaux inférieurs dont certains flottaient à la surface.

Sur les rivages, les « pieds » dans l'eau, poussaient des forêts de *Calamites,* prêles géantes de 20 à 30 m de haut, dont le diamètre des troncs pouvait atteindre 1 m. Immédiatement en bordure, s'étendaient les vastes forêts de Lépidodendrons, grands arbres atteignant souvent une hauteur de 30 m et un diamètre du tronc de plus de 2 m. Leurs branches et leurs racines étaient régulièrement ramifiées (dichotomie). Des feuilles lancéolées, de taille variable, étaient fixées à ces branches. Elles laissaient après leur chute des cicatrices caractéristiques. Les Sigillaires voisinaient avec les Lépidodendrons; c'étaient des arbres en forme de colonnes fourchues, terminées aux extrémités par des touffes de feuilles herbacées audessous desquelles se trouvaient les épis fructifères. Dans les sous-bois, on apercevait de véritables plantes herbacées parmi les Lycopodes, ancêtres directs des Fougères actuelles, à nervation variée; elles portaient soit des spores, soit des « graines » (Ptéridospermées); certaines devaient avoir le port de liane. Il existait aussi des Mousses. Enfin, sur les collines plus sèches, il y avait des peuplements plus clairsemés de *Cordaites* et de *Walchia*. Outre les végétaux, des animaux évoluaient dans ce cadre.

Les lagunes limniques, comme celles du Massif central, donnaient lieu à l'accumulation, avec les végétaux, de nombreux Insectes, qui atteignaient parfois des tailles gigantesques : l'envergure de certaines libellules pouvait atteindre 75 cm. Dans ces lagunes vivaient aussi des Myriapodes, des Araignées primitives, des blattes et des éphémères; les Insectes modernes, comme les papillons et les abeilles, n'existaient pas encore. Dans les lagunes paraliques, comme celles du nord de la France, vivaient dans les eaux des Crustacés (esthéries, petits crabes), des Lamellibranches divers comme les moules d'eau douce, comparables aux unios et anodontes actuels, des Amphibiens Stégocéphales comme les *Ichtyostega* (apparus au Dévonien supérieur, ceux-ci seront très abondants au Carbonifère et au Permien). Les Reptiles étaient représentés par les Prosauriens, à l'allure de lézards primitifs, et plus rarement par les Théromorphes, peu communs en Europe occidentale. Les Poissons, notamment les Dipneustes, étaient nombreux. Enfin, dans les sous-bois, devaient rôder les *Arthropleura*.

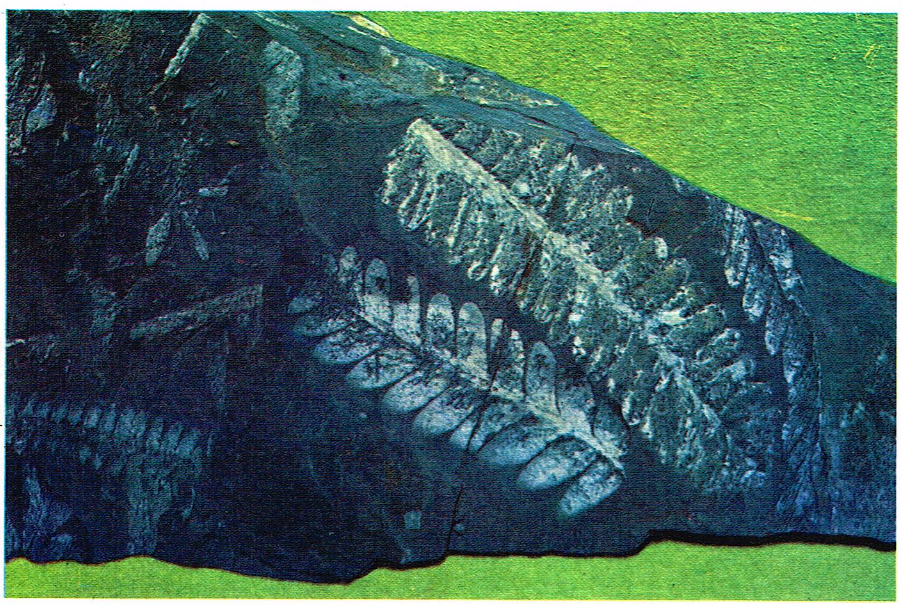
Un bassin pélagique : la mer à Graptolites

Bien que non strictement localisés dans les schistes noirs, les Graptolites y sont d'une telle fréquence que le faciès « schistes noirs à Graptolites » est largement utilisé en géologie du Paléozoïque. Ces organismes sont souvent les seuls contenus dans une strate géologique ou encore y dominent largement (schistes à Graptolites purs), cependant on y trouve aussi des restes d'Algues, des Éponges, des Brachiopodes Inarticulés *(Paterula, Leptobolus)*, des Vers *(Spirorbis)*, des Crustacés archaïques dont certains ne se trouvent pas ailleurs *(Caryocaris)*, des Trilobites (*Niobe*, etc.); les Trilobites, d'après les renseignements fournis par les formes associées, étaient marins et vivaient à une certaine profondeur; on les situe entre les Brachiopodes, plus littoraux, et les Graptolites, plus profonds; préférant des milieux fins, ils étaient benthiques ou pélagiques, leurs représentants des grands fonds étant des petites formes aveugles.

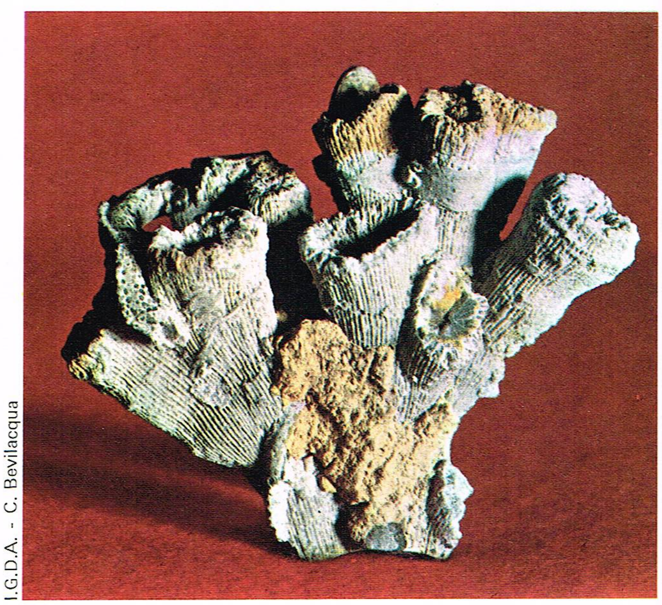
Dans le cas des faunes mixtes, les Graptolites sont associés en proportions variables à des groupes divers; les plantes sont peu abondantes. On trouve des Éponges, Brachiopodes, Mollusques y compris des Céphalopodes, d'ailleurs présents dans les schistes purs, Trilobites, comme dans certains gisements de Scanie où l'on trouve également des Ostracodes. Tous ces organismes possèdent un certain nombre de caractères communs : ils sont en général de petite taille; leur test mince est peu ou pas calcifié (chitine ou scléroprotéine). ils peuvent avoir une large extension géographique ou même être cosmopolites; en général, ils ne se retrouvent pas dans les calcaires et grès de même âge. En grande majorité, ces organismes (dont les *Graptoloidea*) sont des épiplanctoniques (ou des planctoniques, comme certains *Dictyonema*). Dans les schistes à Graptolites à faune mixte, ainsi que parmi les Brachiopodes et les Trilobites, on trouve également des benthoniques *(Dendroidea)*, mais le milieu doit y être encore calme.

Le cadre dans lequel vivaient les Graptolites était aussi bien géosynclinal qu'épicontinental avec des peuplements d'Algues flottantes, les courants de surface les amenant, en compagnie de leur faune fixée ou flottante, au-dessus de leur lieu de sédimentation. L'ensemble tombait à profondeur indifférente sur le fond, lui-même très calme (les courants devaient y être très lents : dans les gisements, les colonies sont souvent abondantes dans un même lit et montrent parfois un arrangement régulier; d'une façon générale, les rhabdosomes sont disposés à plat). L'accumulation rapide de substances organiques en grande quantité engendrait un milieu réducteur (mers intérieures, baies, deltas, lagunes littorales). De telles biocénoses peuvent être comparées à celles des champs d'Algues actuels de certains milieux de la mer des Sargasses; cependant, dans les mers à Graptolites les Poissons n'avaient pas d'équivalent. Sans correspondants dans la nature actuelle, les Graptolites se comportaient écologiquement comme les Siphonophores actuels. Les Graptolites sont particulièrement abondants dans le Paléozoïque d'Amérique du Nord, de Scandinavie et d'Angleterre.

▼ *A gauche, restes d'une* Pecopteris *provenant des gisements du* Carbonifère *français. A droite, les récifs sont constitués par des colonies d'animaux constructeurs, tels ces* Thecosmilia tricotoma *du* Jurassique supérieur *(Allemagne).*



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato



I.G.D.A. - C. Bevilacqua

Rôle des organismes dans la formation des roches sédimentaires

On distingue, schématiquement, les dépôts dus aux organismes vivants ou morts, les accumulations d'origine organique et les transformations du sol par les êtres vivants.

Certains végétaux (Algues) ou animaux (Cœlentérés, Lamellibranches, Bryozoaires, Annélides), fixant le calcium, édifient de véritables récifs que l'on appelle « calcaires construits ».

La photosynthèse des Algues vertes nécessite du gaz carbonique emprunté aux bicarbonates de l'eau de mer. Ceux-ci sont réduits en carbonates et précipités sous forme de cristaux de calcite. Les calcaires construits par les Algues *(Lithothamnium, Halimeda)* se forment dans les hauts fonds ne dépassant pas 80 m. Les thalles se développent en colonies (depuis le Précambrien jusqu'à nos jours).

Les Corallinacées, Algues rouges encroûtantes, constituent des masses pierreuses. Elles forment des encroûtements à proximité des côtes, comme le *maërl* en Bretagne, ou des encorbellements à surface plane appelés « trottoirs » en Méditerranée. Les Botryococcacées (Chlorococcales coloniales unicellulaires d'eau douce), unies par de la gélose, constituent après leur mort des accumulations sous forme de gelée (sapropèle) et participent à la formation des « bogheads » ou du pétrole.

La précipitation du carbonate de chaux sur les thalles d'Algues bleues *(Cyanophycées, Schizophytes)* au cours de leur vie produit des structures rayonnées ou rubanées, appelées stromatolites.

Les récifs sont constitués par des colonies d'animaux constructeurs (Cœlentérés) vivant dans des régions tropicales à mers peu profondes. Ils forment des atolls ou des barrières pouvant atteindre une importance considérable (la Grande Barrière d'Australie a 1 600 km de long). Les jeunes organismes se construisent sur les générations mortes. Ils fixent le carbonate de calcium de l'eau de mer pour édifier leur squelette et déterminent vers les zones équatoriales un véritable appel de calcaire venu des côtes froides et apporté par les fleuves. Ils peuvent aussi fixer le magnésium et le strontium. Les calcaires récifaux sont connus depuis le Dévonien jusqu'à nos jours (exemple des Ardennes). Les Rudistes (Lamellibranches) fixés sur le fond par une valve constituent des calcaires construits (apogée au Crétacé). Les Archæocyathes n'ont vécu qu'au Cambrien; ils ressemblent aux Éponges actuelles; leur squelette, conique, est formé de deux murailles calcaires réunies par des cloisons. Ces organismes, fixés, forment des récifs que l'on rencontre dans de nombreuses régions (Chine, Amérique du Nord, Sibérie, Australie, Europe...). Les calcaires construits à Bryozoaires sont disposés en masses lenticulaires. Les tests constituent d'importantes formations (faluns de Touraine). Certaines Annélides forment des récifs par l'accumulation des tubes leur servant de logement (hermelles de la baie du Mont-Saint-Michel).

Les roches dues à l'accumulation des coquilles et des squelettes peuvent être divisées en quatre catégories :

— Les *nodules phosphatés* provenant de la migration du phosphate squelettique.

— Les *roches siliceuses :* les gaizes, les spongolithes, les chailles dues aux spicules de Spongiaires siliceux. Les diatomites sont des formations marines ou lacustres constituées par des tests siliceux de Diatomées (Chrysophycées) qui se déposent dans les grands fonds des régions froides. Les radiolarites sont constituées par les tests siliceux des Radiolaires marins.

— Les *roches calcaires* dues aux Mollusques et aux Foraminifères. La formation des roches calcaires est due au prélèvement par les êtres marins de calcium des solutions carbonatées ou sulfatées. Le carbonate de calcium se trouve soit sous forme d'aragonite (milieu chaud et peu salin), soit sous forme de calcite. L'aragonite, instable dans les conditions normales, donne de la calcite au cours de la sédimentation ou de la fossilisation. Les formations calcaires les plus abondantes sont dues aux Foraminifères (calcaire nummulitique) ou encore aux Flagellés (Coccolithophoridés). Les organismes planctoniques vivent surtout dans les mers chaudes et disparaissent dans les régions froides (vases à Globigérines et Ptéropodes). L'organisme mort tombe vers le fond, se sédimente, s'enfouit et se fossilise (si les conditions le permettent). Les organismes benthiques donnent des calcaires à entroques et des lumachelles (calcaires coquilliers).

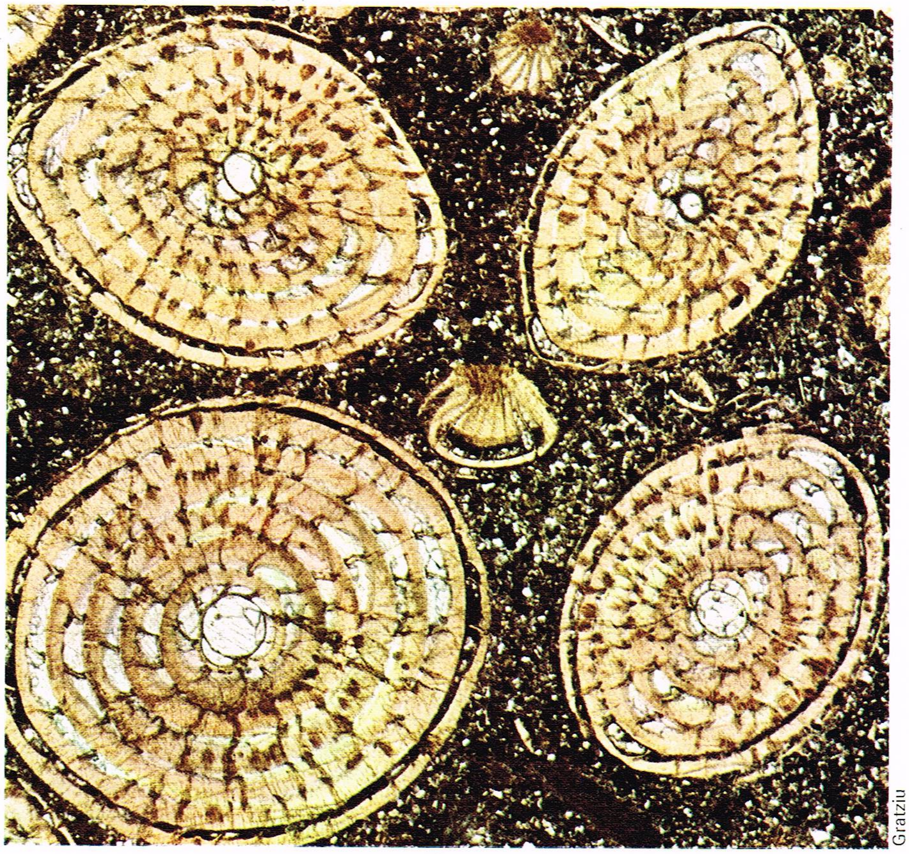
— *Les roches dues aux déchets de la vie.* Sur certaines îles à végétation rase, on constate une grande accumulation d'excréments d'Oiseaux de mer, tels que le guano. Cette roche est poreuse et jaunâtre. L'oxalate d'ammonium du guano se transforme en phosphate et réagit avec le carbonate de calcium du substrat, qui se phosphatise. Les produits solubles sont délavés et entraînés sous l'influence de l'eau chargée en gaz carbonique. Le phosphate se concentre et se concrétionne à l'état de colophanite. Les chauves-souris vivant en colonies souterraines peuvent conduire à des formations identiques.

Les Bactéries entraînent des réactions biochimiques qui leur sont propres et entrent dans la majeure partie des transformations géologiques. La vie des micro-organismes conditionne en partie le potentiel d'oxydo-réduction du milieu.

Il existe certains domaines marins où les eaux sont dépourvues d'oxygène en profondeur (les mers fermées, les lagunes, les baies séparées de la mer par des seuils) mais riches en vie planctonique, où un cycle du soufre peut se réaliser grâce aux Bactéries sulfato-réductrices (anaérobies) de la partie inférieure et aux Bactéries sulfurantes des zones superficielles oxygénées.

Les Bactéries sulfurantes oxydent l'hydrogène sulfuré à l'état de soufre natif (qu'elles fixent) et à l'état d'ion SO_4. Les rivières affluentes apportent de la chaux qui précipite en sulfate au contact de l'acide sulfurique produit. Ce sulfate de calcium descendant au fond est décomposé dans le milieu sulfato-réducteur, en régénérant l'hydrogène sulfuré de la zone inférieure.

Le cycle serait fermé si nous ne faisions pas intervenir les réactions chimiques pures qui entraînent un dépôt des sulfures excédentaires dans les bassins sédimentaires. Dans ces bassins euxiniques, on trouve des couches bitumineuses et des lentilles de gypse résultant d'un excès de sulfate non réduit, sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir l'évaporation.



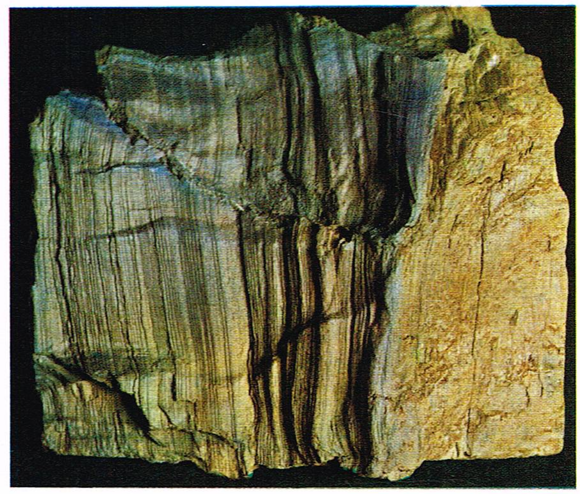
Gratziu

▲ *Les formations calcaires les plus abondantes sont dues aux Foraminifères; ici, section de* calcaire à Nummulites.

▶ *A gauche, un échantillon de* lignite *provenant de Sardaigne; à droite, un charbon terreux formé de fragments végétaux, fossiles* (lignite).



C. Bevilacqua



C. Bevilacqua

Selon certains auteurs, les réactions biochimiques des Bactéries sulfurantes auraient plus d'activité que celles des Bactéries sulfato-réductrices.

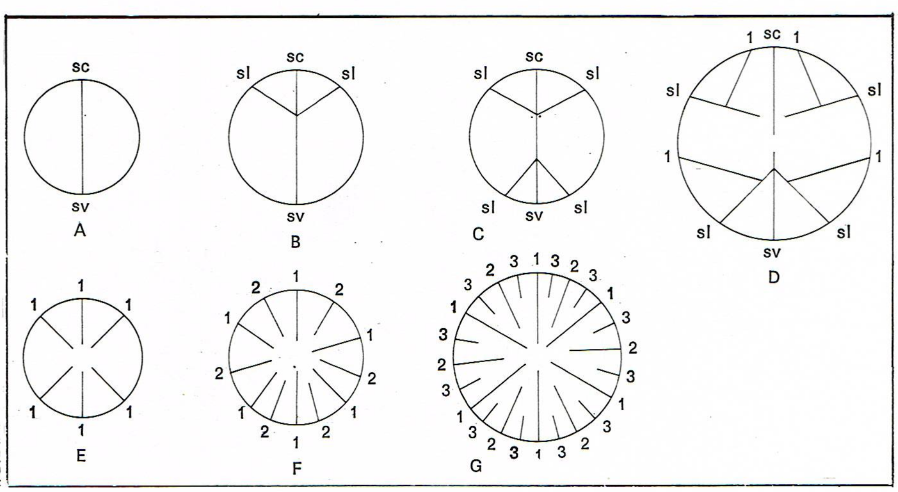
Dans les bassins sédimentaires marins, la croissance des Bactéries dépend de la photosynthèse planctonique, qui transforme l'énergie lumineuse en énergie chimique. L'intensité de la pyritisation dépend des sédiments littoraux où l'énergie utilisée atteint son maximum.

On rencontre aussi des Bactéries lacustres vivant à la limite des zones aérobies et des zones anaérobies (marécages, lacs à une certaine profondeur). Elles précipitent dans leurs cellules le fer ferrique qu'elles obtiennent en transformant le fer ferreux dissous. Les sédiments noirs, riches en matière organique, donnent des schistes noirs imprégnés de petits cristaux de pyrite associés à des sédiments fins souvent marneux (schiste Toarcien). La poussière calcaire incorporée est due en partie aux réactions biochimiques : réduction du sulfate de chaux, recombinaison du carbonate à partir du sulfure de calcium instable, fixation du carbonate par les Algues.

On connaît encore assez mal la genèse du carbonate de calcium. On constate que les Bactéries aérobies et anaérobies sont abondantes dans les sédiments marins et plus particulièrement à la partie superficielle des dépôts; on leur attribue, sans preuve irréfutable, la précipitation d'aragonite et plus rarement de calcite suivant trois modèles :

— Les nitrates sont réduits en nitrites puis en ammoniaque (NH_4OH), qui, combinée au gaz carbonique (CO_2), donne un carbonate d'ammonium [$(NH_4)_2CO_3$] : $2NH_4OH + CO_2 \rightarrow (NH_4)_2CO_3 + H_2O$ qui lui-même donne, par double décomposition avec le sulfate de chaux, du carbonate de chaux ($CaCO_3$) : $(NH_4)_2CO_3 + CaSO_4 \rightarrow CaCO_3 + (NH_4)_2SO_4$; cela aboutit à la précipitation d'aragonite en fines paillettes. Des processus analogues peuvent entraîner la précipitation du carbonate de magnésium (réaction beaucoup plus lente), ce qui se produit dès que tout le calcium est utilisé.

▼ *Représentation schématique des diverses phases de l'apparition des septes chez les Anthozoaires : A-D, Tétracoralliaires; E-G, Hexacoralliaires; sc, septe cardinal; sv, septe ventral; sl, septe latéral (les septes portant le même numéro d'ordre apparaissent simultanément).*



I.G.D.A.

— L'ammoniaque agit directement sur les bicarbonates de chaux en solution, se combine avec l'anhydride carbonique et précipite le carbonate de calcium : $Ca(HCO_3)_2 + 2NH_4OH \rightarrow CaCO_3 + 2H_2O + (NH_4)_2CO_3$.

— Les Bactéries utilisent directement les composés organiques en libérant du CaO qui, uni à l'anhydride carbonique, donne des carbonates. A cela est associée une précipitation d'hydroxyde de magnésium qui passe ensuite à l'état de carbonate. Lorsque l'alcalinité diminue (pendant la nuit) une partie du magnésium repasse en solution, ce qui donne un aspect vacuolaire aux dépôts. Pour tous les combustibles les Bactéries jouent un rôle important.

La formation de la houille est un phénomène complexe, de très longue durée, impliquant de très nombreux facteurs; chaque bassin houiller réclame une explication spéciale, adéquate à ses conditions de gisement. Cependant, certains grands faits se retrouvent partout. Les transformations subies par la matière organique végétale font intervenir des réactions chimiques et biochimiques. Après la mort de la plante, il se produit une macération, puis une fermentation bactérienne sous l'eau, à l'abri de l'oxygène de l'air. L'action des Bactéries diminue et finit par s'arrêter; la transformation en houille s'opère uniquement sous l'action du temps, de la pression et de la chaleur. La tourbe est le résultat de la décomposition sur place d'organismes (notamment, les sphaignes) en milieu très humide et pauvre en oxygène (marais). Le lignite est un charbon terreux formé de gros fragments fossiles végétaux où abondent les tiges et les rameaux. Les « bogheads » sont constitués par des animaux et des végétaux planctoniques ainsi que benthiques.

En ce qui concerne la formation du pétrole, les Bactéries participent activement à la diagenèse biologique de cette roche. Elles transforment les matières organiques fournies par le plancton en hydrocarbures par absorption de l'hydrogène : $CO_2 + 4H_2 \rightarrow CH_4 + 2H_2O$.

Comme nous l'avons vu, les dépôts minéraux dus à l'activité des êtres vivants présentent une très grande diversité. Beaucoup d'entre eux interviennent dans la formation des roches sédimentaires; les dépôts d'origine organique demandent des conditions physico-chimiques, écologiques, pétrographiques bien déterminées; si le milieu de vie n'est pas propice, il ne pourra pas y avoir de formation fossilisée. La formation des roches dues aux organismes est une suite de phénomènes liés très étroitement les uns aux autres.

La paléozoologie

La paléontologie est souvent considérée comme l'étude des fossiles selon la classification des êtres organisés. C'est une partie importante de la paléozoologie; celle-ci, par ses rapports avec l'anatomie comparée et les notions évolutives, permet des études monographiques de fossiles, qui sont les bases de travaux paléoécologiques. Nous ne considérerons que quelques aspects de la paléozoologie à travers des exemples pris chez les Invertébrés (Madréporaires) et chez les Vertébrés (Agnathes, différenciation dentaire).

Les Madréporaires

Les Madréporaires sont des animaux pluricellulaires, aquatiques, à tissus indifférenciés, et possédant une symétrie radiée. Ils appartiennent à un groupe systématique très important, celui des Anthozoaires. Ils comprennent les Tétracoralliaires (uniquement fossiles), les Hexacoralliaires (fossiles et actuels) et les Tabulés (paléozoïques). Ces distinctions ont été basées sur l'étude de la septation du squelette. L'insertion du septe sur la muraille avait donné lieu à deux interprétations : l'une cyclique (Milne-Edwards et Haime, 1848), l'autre tétramérale (Kunth, 1869). Les études modernes ont reconsidéré les modes d'insertion, et l'examen des microstructures squelettiques a permis une nouvelle approche des filiations.

Les différents stades de croissance trouvés sur les fossiles ont permis d'élaborer un mode de croissance. Le squelette fossilisé est constitué de calcite; celle-ci n'apparaît que par fossilisation car, à l'origine, le squelette est constitué d'aragonite, c'est-à-dire de calcaire sécrété par des « cellules » spéciales : les *calicoblastes*. La calcification se fait grâce à des centres successifs donnant des couches de calcaire concentriques. Ces centres sont disposés en files radiales et verticales. Les rangées verticales constituent les *trabécules*; selon qu'ils sont jointifs ou non, on a un polypier apore ou poreux. Un *synapticule*, qui réunit deux trabécules, est un centre de calcification. Cependant, entre deux trabécules, une masse calcaire peut jouer le rôle de synapticule sans avoir de centre de calcification. L'ensemble des trabécules peut être recouvert par une véritable muraille, ou *thèque*. Les formes possédant réellement cette dernière sont les *Euthecalia*. Celles qui n'en possèdent jamais peuvent avoir une croûte calcaire sans centre de calcification distinct. Nous ne parlerons pas ici des associations donnant des récifs.

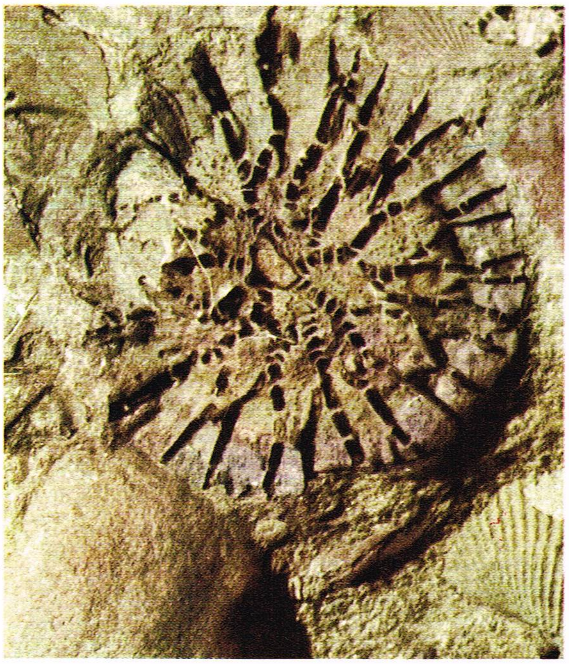
Les évolutions des Tétracoralliaires et des Hexacoralliaires ne furent pas identiques. En effet, les seconds ont encore de nombreux représentants dans la faune actuelle, ils sont intéressants car ils avaient déjà quelques spécimens à l'ère primaire (selon Alloiteau).

L'évolution des Tétracoralliaires a pu être recherchée au moyen de coupes. Celles-ci ont permis de suivre pas à pas l'apparition des cloisons. On a pu déduire qu'elles n'apparaissaient pas toutes en même temps et que la symétrie, d'abord bilatérale, se régularisait chez l'adulte (ordre 4). De plus, ces cloisons présentent une disposition caractéristique et permettent d'orienter le calice. Ce procédé de coupes a permis de rapprocher les genres et les espèces : les travaux de Carruthers sur des calices de *Zaphrentis delanouei* ont permis de suivre le développement et les complications de structure qui se retrouvent fixées chez des espèces successives, ainsi la phylogénie est-elle possible dans le temps. L'évolution de *Zaphrentis* pendant le Carbonifère est très suggestive à cet égard. On peut noter un certain nombre de mutations : parallela, constricta, disjuncta, caractéristiques des niveaux. De nos jours, une partie de la stratigraphie des complexes calcaires du Carbonifère de l'Angleterre et de la Belgique est fondée sur cette méthode.

Quant aux Hexacoralliaires, ce sont des polypiers secondaires, tertiaires et actuels. La classification serait trop longue dans le cadre de ce document. La symétrie radiaire est d'ordre 6 chez l'adulte; il a été montré que la symétrie bilatérale se manifestait au cours de l'ontogenèse pour une famille fossile et actuelle (les Caryophyllidés).

La biologie des polypiers fossiles peut sans aucun doute être déduite de celle des formes actuelles. On sait que celles-ci se trouvent dans toutes les mers, mais les conditions de vie des formes simples et isolées sont différentes de celles des formes coloniales; les premières se trouvent de préférence dans les eaux profondes et froides. Les formes fossiles trouvées peuvent donc être les témoins de ces mers passées. Par contre, ces conditions ne conviennent pas aux polypiers coloniaux, qui vivent dans les eaux chaudes et claires; ils ne supportent pas les apports terrigènes et d'eau douce.

Les formes fossiles sont, on le voit, de bons témoins des biotopes dans lesquels elles ont vécu. Tous les témoins recueillis permettent de constater une évolution générale du groupe. Depuis le Silurien, une véritable orthogenèse semble avoir eu lieu : il y a eu tendance à un allégement du squelette et à une multiplication des cloisons et des calices. Il faut, enfin, noter que la reproduction sexuée prend le pas sur le bourgeonnement.

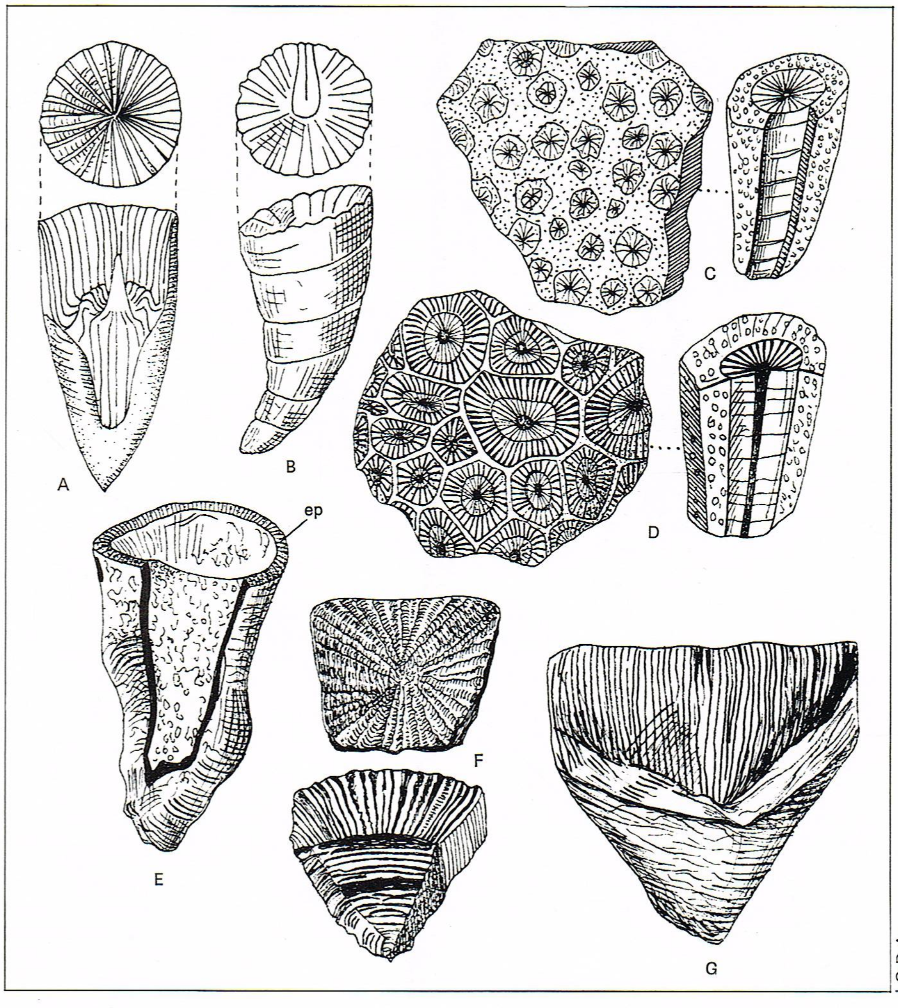


C. Bevilacqua

◀ *Un Tabulé du Dévonien inférieur* (Pleurodictyum problematicum) *découvert en Allemagne.*

La différenciation dentaire

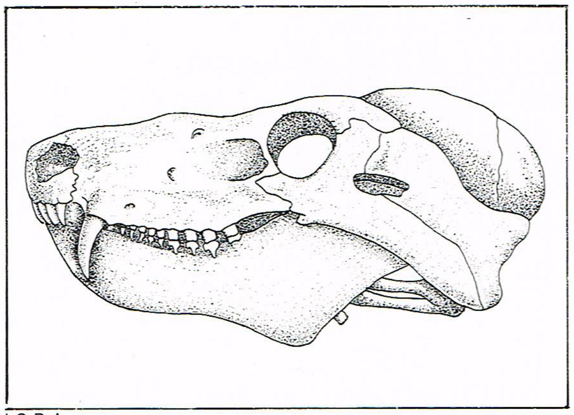
Les travaux de G. G. Simpson sont très nombreux. La majeure partie de ses études a porté sur les Reptiles Thérapsides et les Mammifères, et, plus particulièrement,



I.G.D.A.

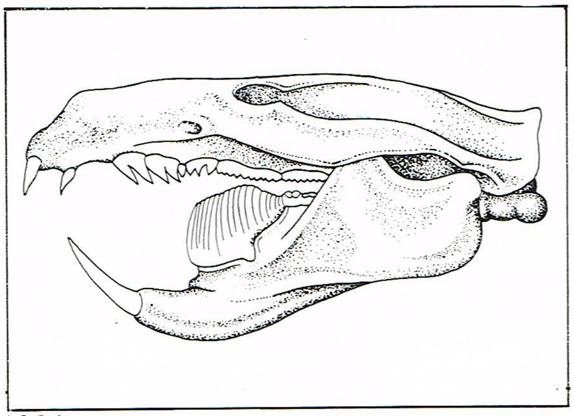
▼ *Quelques Tétracoralliaires fossiles : A, B,* Cyatoxonia cornucopiae *du Carbonifère (A, privé de formations endothécales; B, avec formations endothécales représentées par la table au centre); C,* Cyatophyllum sp. *du Silurien-Dévonien; D,* Lithostrotion sp. *du Carbonifère; E,* Cystiphyllum sp. *du Silurien-Dévonien (ep., épithèque); F,* Goniophyllum sp. *du Silurien supérieur; G,* Calceola sandalina *du Dévonien moyen.*

▶ *Reconstitution d'un crâne de Reptile chez lequel les structures sont semblables à celles des Mammifères mésozoïques; il s'agit d'un Reptile Thérapside du sud de l'Afrique.*



I.G.D.A.

▶ *Crâne d'un Multituberculé* (Ptilodus sp.). *Ces Mammifères Allothériens connurent un grand développement au Mésozoïque.*



I.G.D.A.

sur leurs mandibules et leurs dents. L'étude de ces dernières est particulièrement importante pour le paléontologiste. Du fait de leur solidité, elles se conservent aisément par fossilisation. Leurs variations nombreuses permettent de caractériser les ordres, les familles, les genres, et même les espèces.

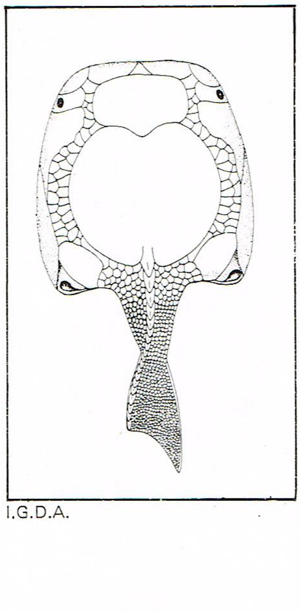
Un début d'hétérodontie est visible chez un Reptile du Permien : *Aelurosaurus felinus.* Simpson y a trouvé l'amorce d'une canine qui divise la dentition en deux parties. Au Trias, la différenciation s'accentue par addition de tubercules.

En ce qui concerne les Mammifères, les dents sont différenciées en canines dès le Mésozoïque. Un autre type de dent a permis des homologies, c'est celui de la molaire : chez les Thérapsides, on peut citer les *Cynodontes* du Trias, chez lesquels les molaires de lait existaient, ainsi que des molaires définitives chez l'adulte.

La molaire primitive des Mammifères, quant à elle, a un schéma appuyé sur une connaissance approfondie des divers ordres des temps mésozoïques et du début de l'ère tertiaire. La disposition fondamentale, dite trituberculaire, est le type primitif ainsi que l'avait pensé Cope. Les crêtes se rencontrent à peu près d'une manière générale chez les formes primitives des Marsupiaux et des Placentaires. On peut donc les considérer comme un caractère d'ensemble et essentiel de la molaire mammalienne primitive. Des denticules analogues sont présents chez les Pantothériens jurassiques. Simpson fit porter un effort tout particulier sur l'étude des Mammifères mésozoïques d'Amérique du Nord, entre autres, sur les docodontes, chez qui il concluait à une ressemblance avec les Pantothériens. Surtout, il les considéra comme étant essentiellement un stade de l'évolution mammalienne.

Il existe quelques groupes de Placentaires pour lesquels la disposition tribosphénique n'a pu être établie. Ce sont les Cétacés, les Édentés et les Tubulidentés. Néanmoins, on peut penser que cette dentition était réalisée au moment où les Marsupiaux et les Placentaires se séparèrent, car leurs molaires sont identiques. Au Paléocène inférieur, les molaires étaient tribosphéniques, sauf chez les Multituberculés. Les sarigues et dasyures actuels montrent ce type, mais rarement. Si chaque phylum a suivi des voies particulières, des homologies laissent supposer que les structures dérivent d'un ancêtre commun.

▼ *Un Agnathe :* Drepanaspis gemundenensis.



I.G.D.A.

Simpson n'a pas consacré son étude à la seule recherche des dents. Il a cerné l'important problème des rapports dynamiques entre les organes des mandibules supérieure et inférieure. Ce mécanisme est celui de *l'occlusion.* Là encore, il a trouvé que la forme la plus ancienne était celle des Reptiles Thérapsides. Elle montre une alternance qui évoluera en se compliquant par cisaillement pour atteindre l'opposition chez les Pantothériens. Les Docodontes ont un mode d'occlusion très différent de celui des Pantothériens : il y a presque exclusivement opposition. Cette voie très particulière de l'adaptation a abouti à l'extinction.

Cette étude, entrevue brièvement ici, a permis à Simpson d'attribuer des modes de vie différents et des tendances évolutives. Ainsi qu'Owen, Falconer ou Abel, Simpson apporta d'importantes précisions sur le mode de vie des Multituberculés, dont les derniers se sont éteints au Thanétien (Paléocène). Des caractères crâniens, dentaires, le mode d'occlusion des molaires ainsi que les formes d'usure sont les mêmes que chez les herbivores. Une curieuse convergence a été soulignée par Simpson : un Marsupial actuel, *Bettongia,* offre des ressemblances frappantes avec les Multituberculés; or, ce *Bettongia* se nourrit d'écorces de *Macrozamia* (Cycadée), ce qui peut faire penser que les Multituberculés avaient ce mode de nutrition. Simpson a tiré de toutes les études qu'il fit une tendance évolutive des Multituberculés : pour passer d'un groupe crétacé à un groupe paléocène, la modification de la prémolaire était une voie. Il a montré que rien ne permet de rapprocher les Multituberculés de l'une quelconque des divisions des Mammifères, il les a donc placés dans une sous-classe dénommée *Allotheria* (Marsh). Ces Multituberculés ont sans doute tenu le rôle dévolu aux Rongeurs par la suite.

Les Agnathes

Les diverses études de Stensiö sur les Agnathes ou Cyclostomes sont si riches, qu'il est nécessaire de faire un choix, qui semblera plus que restreint au spécialiste. Nous parlerons de l'ordre des *Drepanaspida,* Cyclostomes appartenant au groupe des Ptéraspidoformes.

Bien sûr, les seules parties suffisamment conservées sont osseuses. Stensiö a réussi à en tirer des conclusions partielles, et parfois même définitives concernant les *Drepanaspida.* On peut parler de la cuirasse dans un ordre général et fondé sur un exemple : *Tesseraspis.* Cette cuirasse, d'ordre général, est large et basse; d'après la position de l'orifice branchial pair, on peut penser qu'elle s'étendait loin vers la queue et enfermait donc une bonne partie de l'abdomen. Tous les groupes de *Drepanaspida* ont été déduits des plaques et des écailles; l'ornementation a permis de les classer. Les plaques sont très importantes car elles sont à l'origine des disques ventral et dorsal, qui prenaient naissance en une seule fois et ne pouvaient donc apparaître qu'une fois que l'animal avait atteint la dimension adulte. Le développement des autres grosses plaques de la cuirasse ne peut être retracé actuellement de façon aussi précise; cependant, selon Stensiö, ces plaques se développaient toutes à partir d'une petite écaille synchronomoriale (écaille sans croissance zonaire). Un caractère intéressant des *Drepanaspida* est celui des zones saisonnières, lesquelles, chez *Psammolepis,* sont nettement délimitées sur la plaque branchiale.

Avec ses recherches sur l'ordre des *Pteraspida,* Stensiö a continué son étude sur les plaques et les boucliers. Ce travail l'a conduit à une révision taxonomique qui lui a permis de distinguer sept nouveaux genres uniquement à partir du matériel de *Pteraspida.* En effet, la partie inférieure de la plaque rostrale et les plaques de l'appareil oral étaient très différentes chez de nombreux *Pteraspida.* Ce fait est d'une grande importance, car il a permis de retirer certains genres qui avaient été introduits par manque de connaissances dans un genre ou un autre. Le travail de Stensiö sur ce plan a donc été primordial. De nos jours encore, certains sont dénommés avec incertitude.

L'ordre *Traquairaspida* a une cuirasse qui rappelle par un certain nombre de points celle des *Tesseraspis.* Les écailles donnaient cinq plaques osseuses, qui finissaient par se réunir pour former un disque dorsal définitif; par contre, à la différence des *Drepanaspida,* la cuirasse apparaissait quand l'animal avait atteint la moitié de sa taille adulte définitive. Toutefois, quelques *Drepanaspida* montrent ce caractère.

Paléobotanique

Seul un des aspects de la paléobotanique, l'étude des anneaux de croissance des arbres, sera développé dans ce chapitre.

Le bois formant le tronc des arbres des latitudes tempérées montre, à la section, une structure en couches concentriques qui reflète le caractère saisonnier du climat sous lequel il vit.

Les arbres de la forêt tropicale humide montrent seulement des anneaux de croissance assez obscurs, où aucune structure périodique n'est reconnaissable. Bien que des nuances soient nécessaires, l'étude des anneaux de croissance peut servir de base à celle des paléoclimats, des paléolatitudes et de la position des pôles.

Les bois fossiles se rencontrent à l'état remanié ou enclavé dans des roches; parfois, les deux états s'observent simultanément dans le même gisement. La minéralisation s'effectue de plusieurs façons : par incrustation de carbonate de chaux, ou par silicification (comme en Arizona où la sécheresse a empêché la putréfaction du bois, qui s'est transformé en agate rouge et grise). De même, dans le Yellowstone National Park (États-Unis), on peut admirer une succession de forêts étagées, détruites par des éruptions volcaniques cendreuses; les troncs restés en place, dressés les uns à côté des autres, sont transformés en améthyste. La silicification est due à un enfouissement dans un milieu siliceux et à des phénomènes volcaniques tardifs (vapeur d'eau minéralisée). A Madagascar, au cours de la formation des latérites, la silice enlevée par les eaux pluviales a localement épigénisé des rhizomes de Nymphéacées vivantes (A. Lacroix).

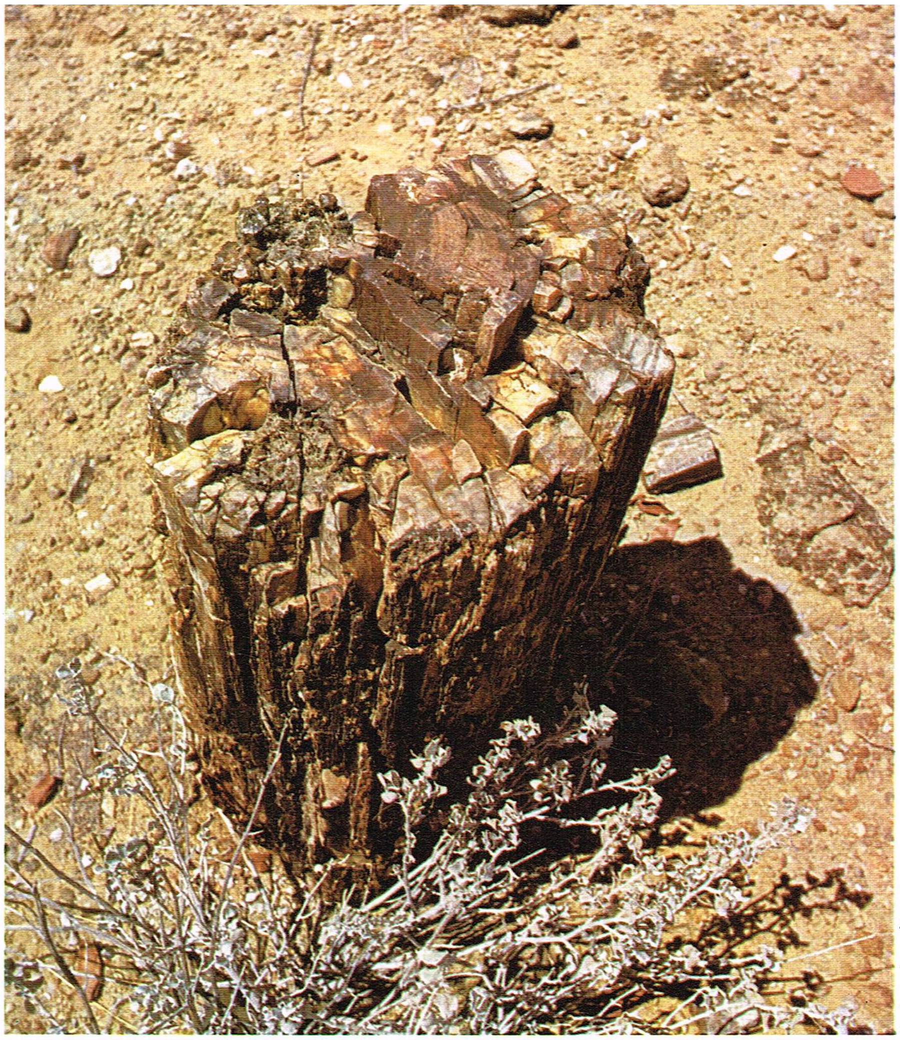
Unger fut le premier à attirer l'attention, en 1847, sur l'absence des anneaux de croissance dans les bois du Paléozoïque. Il l'interpréta comme le témoignage d'un climat égal et sans saison. Par la suite, H. Potonié et W. Gothan en déduisirent un climat humide et uniforme, donc tropical.

Deux découvertes importantes contribuèrent largement à l'interprétation paléoclimatique de ces anneaux : tout d'abord, la preuve géophysique de mouvements majeurs des continents et des ceintures climatiques, ensuite, l'étude des bases biochimiques et biophysiques de la croissance des végétaux qui bouleversa nos connaissances sur le mécanisme de contrôle de la formation du bois.

Le bois est constitué par une moelle entourée du bois primaire, auquel fait suite le bois secondaire, ou xylème secondaire, qui constitue la masse du tronc ligneux d'une Gymnosperme ou d'une Angiosperme. Celui-ci résulte de l'activité du cambium vasculaire, situé juste sous l'écorce. De nombreux facteurs de l'environnement peuvent causer un arrêt ou un ralentissement de cette activité; il s'ensuit un caractère particulier de la texture du bois, qui peut être continu ou non sur toute la circonférence. La cause la plus évidente en est un changement saisonnier, mais dans certaines circonstances (double saison humide), il peut se former deux anneaux de croissance pour chaque croissance annuelle. C'est pourquoi l'usage sans discrimination du terme « anneau annuel » est inadéquat; il est préférable d'employer le terme « cernes ». Chez les Araucarias, certains individus ne produisent pas d'anneaux. Par contre, chez les Conifères des latitudes tempérées, chaque anneau représente simplement la croissance d'une seule année; on y distingue une zone de bois formé dès le début de la saison de croissance : c'est le *bois précoce,* ou *bois de printemps;* celui-ci est suivi par une portion plus obscure, ou *bois tardif,* déposé au cours de la dernière partie de la saison. Le passage du bois précoce au bois tardif est en général graduel; leurs proportions relatives varient beaucoup, même chez des plantes soumises à des conditions identiques, selon les caractères inhérents à chaque espèce.

La *dendrochronologie,* ou datation des anneaux concentriques des sections d'arbres, permet en utilisant les bois fossiles une datation relative ou absolue. Cette méthode, mise au point par Douglas, est particulièrement efficace lorsque le facteur limitant de la croissance est la sécheresse. Elle est seulement applicable aux 1 000 dernières années de la période postglaciaire.

Lors de la formation du bois, interviennent des facteurs de l'environnement. Le caractère saisonnier de cet environnement ne joue qu'un rôle indirect. L'effet direct

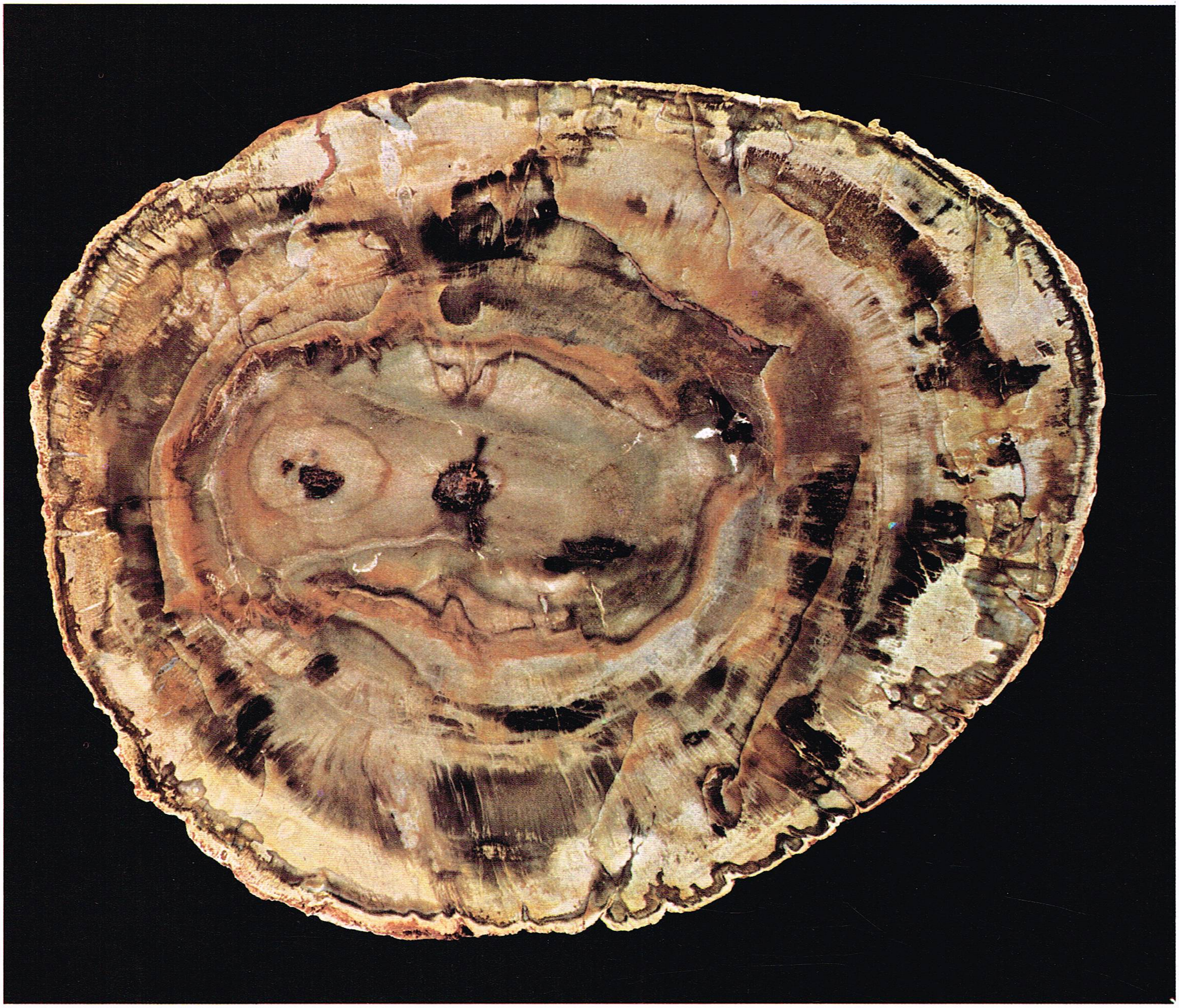


P. Jamain - Jacana

▲▼ ***Les bois fossiles se rencontrent généralement sous deux formes; ci-dessus, la* minéralisation *par* incrustation de carbonate de chaux *entraîne la pétrification, telle celle que l'on observe dans la forêt d'Aurus (Sud-Ouest africain);***
ci-dessous un exemple classique de* silicification *d'un gros tronc de Conifère triasique provenant de la célèbre forêt pétrifiée d'Arizona (États-Unis).



C. Bevilacqua



H. Chaumeton - Jacana

▲ ***Un autre très bel exemple de*** **bois silicifié.**

de l'environnement climatique, agissant sur la cime de l'arbre, dirige à la fois la production de matériel brut (carbohydrates) et la formation des substances de croissance, qui, à leur tour, gouvernent l'épaisseur et le caractère du bois secondaire. Le début d'un anneau de croissance d'Angiosperme ou de Gymnosperme est, à un certain point, induit par une augmentation de la longueur du jour (photopériodisme), tandis que l'ensemble du bois précoce et du bois tardif est contrôlé par l'environnement auquel la cime est exposée.

Trois facteurs non climatiques influencent la formation du bois : d'abord, l'épaisseur du bois déposé au cours d'une année dépend de la position de l'échantillon sur l'arbre entier (l'accroissement annuel est en général important au niveau de l'apex principal, puis il diminue jusqu'à la base) ; ensuite, les conditions locales d'humidité du sol et les facteurs de situation (exposition au vent) affectent aussi ces accroissements ; enfin, le caractère du bois peut être modifié par des événements biologiques ou physiques, tels que l'attaque par les Insectes, les incendies de forêts, les dégâts des tempêtes, etc.

L'absence des anneaux dans les bois euraméricains du Paléozoïque supérieur s'oppose à leur existence dans les bois du Mésozoïque et du Tertiaire. Dans le continent de Gondwana, des anneaux très nets sont visibles dans les bois du Permien ou du Permo-triasique. Ces observations sont compatibles avec l'existence, au Carbonifère et au Permien, d'un équateur traversant le nord-est de l'Amérique et de l'Europe.

La *paléoxylologie,* quoique déjà assez ancienne, ouvre de nombreuses autres voies de recherches, principalement en ce qui concerne le Mésozoïque et le Tertiaire. De plus vastes domaines climatiques devront être envisagés.

La paléontologie stratigraphique

La paléontologie est l'étude des fossiles, qui sont les restes des acteurs de l'histoire de la Terre. Cette histoire elle-même est l'objet de la géologie historique, fondée sur la description des couches de terrains (stratigraphie). Dès son origine, la paléontologie montre des liens avec la stratigraphie. On parle de *biostratigraphie* ou de *biochronologie*.

Au XVII[e] siècle, l'Angleterre fut un grand foyer de découvertes. Lister (1638-1711) remarqua qu'une même couche de terrain peut s'étendre sur de grandes distances. Il nota aussi que certains fossiles peuvent appartenir à des espèces aujourd'hui éteintes. Parallèlement à la répartition des fossiles dans l'espace, leur répartition dans le temps attirait de plus en plus l'attention : on

cherchait à évaluer les vitesses. En dehors des datations absolues, exprimées en millions d'années, s'élaborait une chronologie relative, fondée sur la superposition et le recoupement des couches et sur les fossiles. Dès 1708, Scheucher montra que les couches sont d'autant plus anciennes qu'elles renferment des familles de fossiles plus différentes des familles actuelles. William Smith (1769-1839), le premier, devina le rôle que peuvent jouer les fossiles dans l'établissement des synchronismes. Ses premières publications (1815-1817) sont les bases mêmes de la stratigraphie. L'histoire géologique disposait désormais d'un moyen de datation qui allait rester le plus pratique pendant plus d'un siècle.

Jusqu'alors, l'étude des fossiles avait été surtout descriptive. Cuvier lui fit faire un pas de plus : en 1812, il montre que les divers organes des Vertébrés ne sont pas distribués au hasard. Ce fut la découverte du *principe de corrélations des formes*.

Une autre application de l'étude des fossiles est la distinction des époques géologiques successives contenant des faunes sans rapport les unes avec les autres. Là où Cuvier avait compté quatre étages, d'Orbigny (1802-1857) en différencia vingt-sept.

Peu à peu, l'étude des fossiles devient orientée. La micropaléontologie, concernant les fossiles microscopiques, se développe beaucoup. Les Foraminifères servent dans les recherches pétrolières ainsi que, de plus en plus, les Ostracodes, petits Crustacés à coquilles. Plus l'étude d'un groupe s'approfondit, plus on s'aperçoit qu'il peut aider, par la succession de ses formes, à dater les terrains. Les spores et les grains de pollen, fines poussières qui servent à la dissémination ou à la reproduction des plantes, renouvellent l'étude des tourbes, des charbons et des vases anciennes.

Les idées évoluent; à la conception d'un état statique de la vie se trouve substituée la notion de dynamisme, de changement continu. La notion de zone et l'idée d'évolution étant admises, le total renouvellement des faunes, au passage de chaque étage, devient alors inadmissible. L'évolution n'est pas constante entre les groupes et même au sein d'un groupe; c'est pourquoi les corrélations à grande échelle, basées sur la notion d'évolution, admettent que les changements évolutifs se font d'une manière synchrone sur toute la surface du globe; cela reste cependant un problème à résoudre.

La paléontologie stratigraphique s'oriente maintenant vers un but final. Se basant sur l'évolution des organismes, elle vise à la reconstitution de l'histoire réelle des étapes du globe. L'idée de cycle sédimentaire, avec une phase de transgression au début de chaque étage et une phase de régression à la fin, fait appel à la paléoécologie et à la paléogéographie. On essaie ainsi d'établir des synchronismes à grande échelle.

L'utilisation des fossiles est un fil conducteur pour l'évaluation de l'âge relatif des strates, même si elles sont éloignées les unes des autres. Plus ou moins combinés, suivant les cas, divers procédés sont en usage. Les méthodes quantitatives remplacent peu à peu les méthodes qualitatives. Leur application aux associations et à la variabilité des organismes est importante pour l'établissement de corrélations à grande échelle.

La *méthode évolutive*, plus ou moins quantifiée, est la plus pratiquée. Pour les corrélations locales, on se base sur les *fréquences relatives* de chaque espèce, calculées en pourcentage, à partir d'un échantillonnage statistiquement valable. On peut également construire des *diagrammes de fréquence*. Les fossiles de zone sont utilisables dans de nombreux cas. Des lignées seront établies, et les tendances évolutives pressenties permettront d'évaluer l'âge des fossiles sur un rameau.

Pourtant, l'élaboration de tables de fréquence ou de pourcentage de formes communes entre faunes n'est pas toujours valable. Des erreurs graves sont possibles dans les niveaux supérieurs de l'échelle stratigraphique et pour des coupures minimes. Les conditions de milieu dont dépend la composition spécifique d'une faune peuvent varier. On a l'impression qu'à certaines périodes des groupes d'êtres vivants disparaissent en masse et que se produisent des modifications rapides dans le monde organique : ce sont des *périodes critiques*, ou *crises*. L'épanouissement de formes nouvelles montre bien une rupture. On analyse celle-ci dans le détail, en essayant de fixer les dates de disparition ou d'apparition. Si le phénomène n'est pas simultané, l'impression d'ensemble n'en reste pas moins. Pour expliquer de telles crises, on évoque des causes générales, affectant les milieux, marin et continental, à l'échelle mondiale. L'existence de grandes régressions, pour toute explication, tente de nombreux stratigraphes. Beaucoup d'études seraient encore utiles pour éclaircir ce point.

Cependant, dans les niveaux inférieurs de l'échelle stratigraphique, touchant des niveaux éloignés dans le



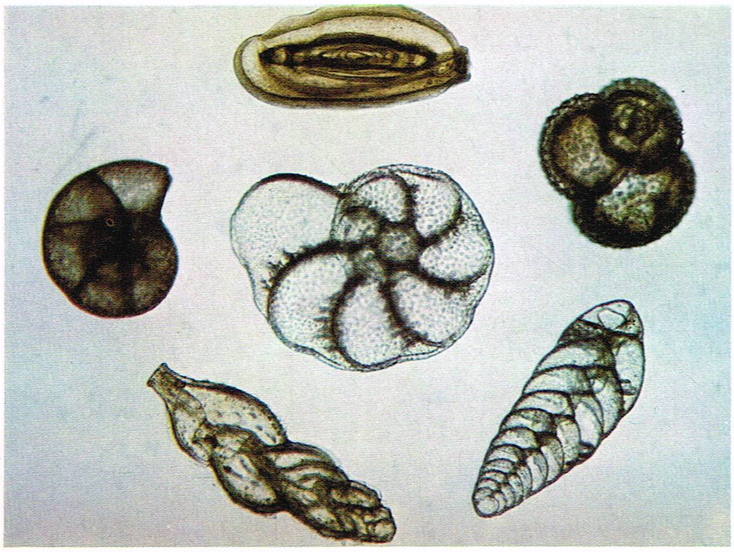
Ciccione

▲ *Le naturaliste français* **Georges Cuvier** *(1769-1832), à qui l'on doit, notamment, la découverte du* **principe de corrélation des formes.**



G. Leonardi - G. Pinna

◀ *Graptolites* **(Monograptus sp.)** *du* **Silurien supérieur** *en Espagne; ces organismes sont des* **fossiles caractéristiques de zones** *à schistes noirs.*



C. Bevilacqua



C. Bevilacqua

▲ *Quelques exemplaires de* Foraminifères *fossiles, vus au microscope (ceux de droite, en lumière polarisée [× 100 × 1,4]).*

▶ *Page ci-contre, en haut à gauche, exemple de matériel utilisé pour la* perforation *et le* carottage *de* substrats pollinifères : *A, extrémité inférieure (la chambre est ouverte); B-D, schémas du mécanisme d'ouverture et de fermeture de la chambre; E, portion inférieure de la chambre montrant le fourreau externe et l'anneau commandant la récolte et la conservation du matériau dans la chambre. A droite,* diagramme pollinique *de* Federsee, *en Bavière méridionale à 580 m; les chiffres romains, à droite, indiquent : I, Subarctique antique; II, Interstade d'Alleröd; III, Préboréal; IV et V, Boréal (Atlantique et Sub-boréal); VI, Subatlantique; les chiffres à gauche indiquent la profondeur; les symboles : cercle avec +* Salix herbacea; *cercle noir,* Pinus silvestris; *cercle blanc,* Betula; *×,* Abies; *point noir,* Corylus; *quadratin, bois mixte de* Quercus, Tilia *et* Ulmus; *triangle,* Picea. *En bas,* diagramme pollinique de Kommerner *(Bohême) à 230 m (EMW équivalant à un bois mixte de chênes, tilleuls et ormes).*

temps, les méthodes quantitatives ont leur justification et peuvent prétendre à une grande précision. On fait des essais pour traiter statistiquement l'ensemble des données.

D'autre part, les méthodes de documentation sont primordiales en biostratigraphie. En effet, le paléontologiste se trouve confronté à un grand nombre de données ainsi qu'à de nombreuses répétitions, souvent mal présentées. L'introduction des méthodes de l'informatique dans le traitement des résultats nécessite une coordination avec les mathématiciens. Les systèmes de documentation automatique demandent une synthèse; devant la multiplication des observations précises et fines, il faut savoir généraliser. Il faut cependant rester prudent dans l'application des résultats automatiques et dans la généralisation. Tenir compte de l'évolution est impératif dans l'utilisation stratigraphique des fossiles.

Dans l'immense foule des fossiles, il faut donc s'efforcer de choisir ceux qui seront les meilleurs fossiles stratigraphiques, les plus pratiques pour dater les couches.

— Les *fossiles caractéristiques de zone,* ou *fossiles marqueurs,* doivent être fréquents. Les Graptolites, par exemple, ne sont pas essentiellement localisés aux schistes noirs, mais ils y sont si fréquents que l'on parle de schistes noirs à Graptolites du Paléozoïque.



C. Bevilacqua

▶ *Graptolite du Silurien* (Monograptus colonus) *découvert en Sardaigne (musée d'Histoire naturelle de Milan).*

— Ensuite, il faut qu'au cours du temps le groupe fossile en cause ait eu des variations rapides; ce n'est pas toujours le cas : l'animal marin à deux valves appelé Lingule avait, dès le Cambrien, il y a 550 millions d'années, une forme presque identique à celle d'aujourd'hui.

— La dernière condition favorable aux datations est que le fossile considéré ait été répandu sur une grande surface. Ainsi, certains Trilobites sont connus à la fois en Amérique et en Europe, d'autres au Maroc et au Japon. Ils sont précieux du fait qu'ils permettent d'affirmer la communauté d'âge de couches de pays très éloignés.

Une vue plus large de la paléontologie considère la notion d' « association caractéristique ». Dans chaque domaine, zone ou système, les êtres vivants forment des groupements plus ou moins constants suivant les conditions moyennes du milieu. Ces associations, ou communautés, vivant dans un biotope, sont dites *biocénoses.* Le paléontologiste doit tenir compte du fait que les ensembles de fossiles qu'il trouve dans un gisement ne sont que des restes de biocénoses plus ou moins altérées et mélangées. Ces groupements subissent des déplacements et des variations d'extension, au cours de leur évolution, de même que les êtres vivants.

Au fossile caractéristique de zone se joignent les *fossiles accompagnateurs,* ou *fossiles de faciès,* liés aux conditions de milieu et se prolongeant dans le temps. A partir de telles observations, il est possible de reconstituer le milieu. Toutes les indications récoltées sont précieuses.

L'examen de tout le gisement permet en effet de faire facilement des remarques, souvent négligées, concernant la position des fossiles, soit les uns par rapport aux autres, soit par rapport aux autres éléments de la roche. Sur le terrain, une observation minutieuse doit précéder la collecte de fossiles. Si l'on ne ramasse pas sans discrimination, on ne choisit pas seulement les spécimens remarquables. De nombreux critères permettent de se faire une idée *a priori* de l'intérêt d'un sédiment : les teintes sombres révèlent souvent la présence de restes organiques ou de spores et de pollens; le milieu de dépôt présumé est important. La granulométrie est également révélatrice, les éléments de 10 à 100 μ s'accompagnant souvent de microfossiles ou de matériel palynologique. En conclusion, la nature lithologique du sédiment considéré fournit des précisions primordiales.

Tout travail sur le terrain commence par la levée d'une coupe précise et orientée. L'étude des fossiles en place est indispensable. Le gisement doit être situé dans son environnement. Les techniques de prélèvement demandent une rigueur extrême : il faut échantillonner, avec discernement, à des intervalles non constants; le prélèvement doit conserver rigoureusement la position stratigraphique relative de chaque niveau étudié et éviter toute pollution atmosphérique. Les meilleurs prélèvements se font sur des affleurements frais ou par sondage. Dans les sédiments durs, le carottage donne toutes les assurances. Dans les sédiments meubles, comme les boues lacustres, des sondes spéciales sont utilisées. Très souvent, on ne peut extraire les fossiles de la masse du sédiment qui les enrobe. Les

plus gros fossiles sont dégagés à l'aide d'un marteau piqueur miniature.

Au laboratoire, les fossiles microscopiques sont séparés de la roche qui les entoure. La préparation du sédiment suit différentes phases selon la nature de la roche. Les sédiments meubles, comme les sables, les argiles, les marnes et les grès peu cimentés, sont désagrégés par trempage. Une fois désagrégée, la roche est tamisée, lavée et mise à l'étuve. Une étude à la loupe binoculaire des résidus de lavage permet de faire un tri et de séparer les résidus minéralogiques des restes organiques animaux et végétaux. Les échantillons obtenus peuvent être enrichis par flottation dans des liquides denses ou par séparation électromagnétique. A partir de roches dures, on peut confectionner des lames, en utilisant des lamelles de roches de quelques millimètres d'épaisseur. Quelquefois, on se contente d'orienter la roche, de la scier et de la polir, sans faire de lame mince. Certaines roches dures subissent des traitements mécaniques, tels que le broyage et l'éclatement par ébullition, ou encore des traitements chimiques.

En micropaléontologie, des méthodes spéciales sont utilisées pour étudier les microfossiles dégagés. L'observation par immersion ou par calcination fait ressortir les caractères externes du test des Foraminifères et rend parfois possible une étude par transparence. Il existe des techniques de coloration pour différencier les tests calcitiques et dolomitiques. L'étude systématique de certains microfossiles exige, pour la connaissance de la structure interne, d'avoir des sections orientées.

Tout sédiment riche en matériel pollinique est étudié avec les mêmes techniques que celles utilisées par la micropaléontologie. Les spores et pollens ne souffrent aucunement du délitage ou du broyage. Une technique nouvelle intervient : l'éclaircissement du matériel sporopollinique se fait par centrifugation, décantation ou lavage. Des traitements nouveaux et spéciaux adoptés depuis quelques dizaines d'années ont permis d'élargir le champ de l'analyse pollinique :

— les vibro-séparateurs permettent l'enrichissement des sédiments micacés ;

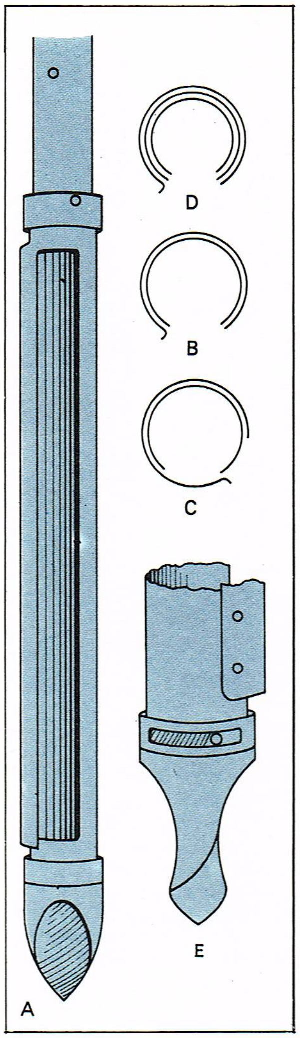
— les défloculants chimiques ou les ultrasons démolissent les agrégats argileux de même taille et de même densité que les pollens ;

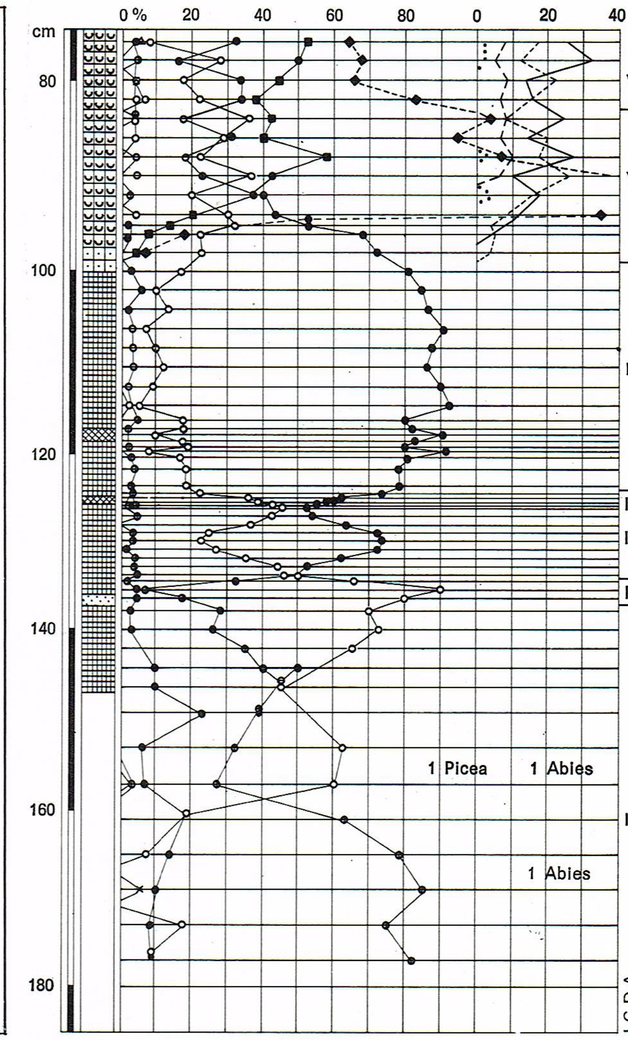
— une agitation prolongée en liqueur, selon la méthode de Frenzel, isole les pollens des sédiments éoliens.

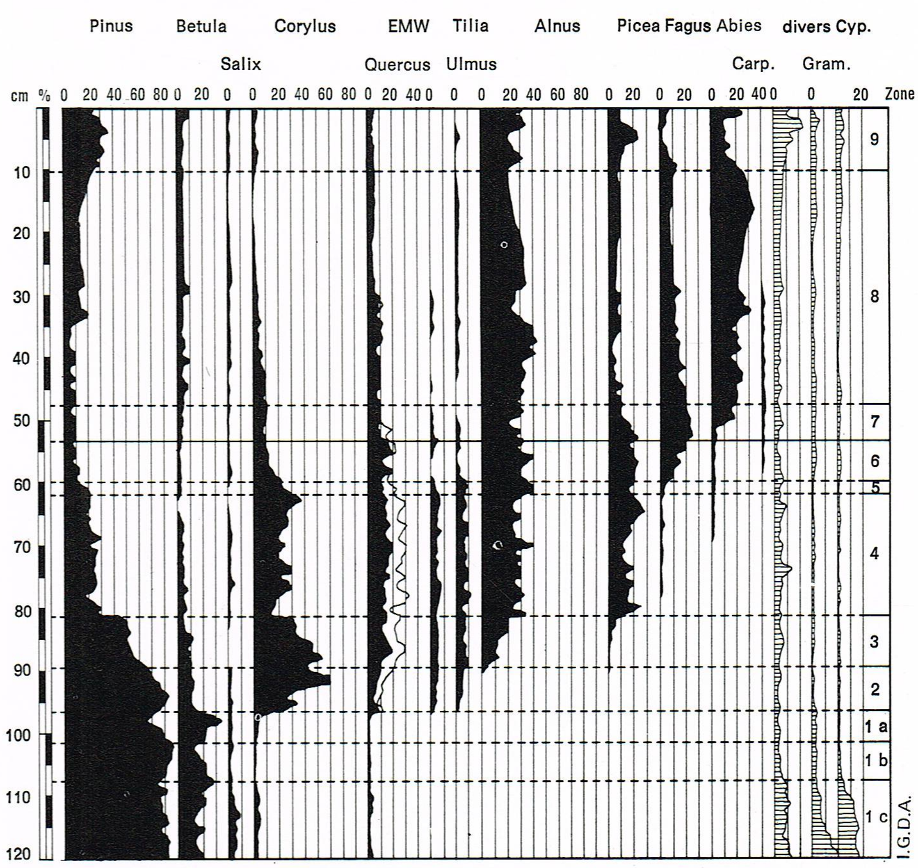
Ces techniques demandent des agencements très simples et une grande discipline de travail, afin de permettre une observation approfondie des fossiles. Les observations doivent se traduire par des dessins, faits directement ou à la chambre claire, par des chiffres et par des descriptions. La détermination des grands spécimens n'étant pas toujours aisée, on peut entrevoir facilement les problèmes que pose la reconnaissance des microfossiles et des spores et pollens. Les descriptions s'illustrent de figurations, comprenant un dessin de la forme dégagée et des schémas, originaux ou empruntés à des publications antérieures. Les schémas sont accompagnés de photographies de plaques minces ou de sections d'individus isolés.

On peut ainsi établir la répartition stratigraphique de chaque genre décrit et indiquer l'association dans laquelle il entre le plus fréquemment. La photographie se heurte aux problèmes de la taille, de la forme et de la couleur des fossiles. C'est un moyen d'étude et non seulement de publication. A la photographie se rattachent les procédés d'agrandissement et de projection. La microscopie et diverses ressources, telles que le contraste de phase, prennent une importance grandissante. Depuis peu, l'utilisation de la microscopie électronique et du stéréoscan s'étend.

Lors de l'observation des échantillons, les limites de toute technique apparaissent clairement, particulièrement en palynologie. Les variations polliniques peuvent se manifester au sein même d'une espèce, et la disparition des caractéristiques d'une espèce ou d'un genre est une source d'erreurs. En outre, la possibilité d'avoir affaire à des espèces totalement disparues aujourd'hui rend difficile toute détermination. En palynologie, on ne peut que classer et grouper en fonction de la morphologie : il ne s'agit plus de détermination botanique mais de morphographie. Les déterminations spécifiques sont







possibles jusqu'à l'orée du Quaternaire, les déterminations génériques jusqu'au début du Pliocène. Des affinités précises au niveau des genres peuvent être notées jusqu'au début du Tertiaire. L'imprécision croît au cours du Crétacé. Quelques spécimens rares, renfermant spores et pollens dans l'organe qui les a produits (fossilisés), permettent une localisation artificielle dans la classification botanique naturelle. L'évolution du monde végétal au cours des temps géologiques a déterminé, pour chaque époque, une flore et une végétation caractéristiques dont témoignent les variations en spores et pollens des sédiments contemporains. Connaître l'identité des végétaux qui ont fourni le matériel palynologique, considéré ici comme marqueur, n'est pas nécessaire. Le stratigraphe utilise tous les microfossiles organiques concentrés par enrichissement. Dans une aire atteignant jusqu'à des centaines de kilomètres de diamètre, les horizons peuvent être reliés avec précision, par sondage. Cette possibilité est précieuse dans les recherches pétrolière et charbonnière : c'est, en effet, un problème fondamental que d'établir à distance une corrélation exacte entre les horizons rencontrés au cours de sondages toujours éloignés les uns des autres. Les indications pratiques ne sont possibles que si l'on considère les variations quantitatives des « associations » de pollens, dans un grand nombre de prélèvements étudiés.

Il apparaît donc que, si toute analyse paléontologique ne peut prétendre à une précision et à une exactitude comparables à celles que l'on attend de disciplines mathématiques, elle permet, si quelques précautions sont prises à tous les stades de l'élaboration et de l'interprétation des résultats, une reconstitution qualitative précise ainsi qu'une reconstitution quantitative approximative des associations faunistiques et végétales passées, fournissant ainsi des renseignements sur leur histoire.

Les biosphères

Dans ce chapitre, nous considérerons l'évolution des conditions de vie au cours des temps et nous développerons l'étude des grands groupes végétaux et animaux de chaque biosphère.

L'origine de la vie

La vie est une forme d'énergie dont la source première est l'énergie solaire. Elle s'est développée progressivement à la surface de la Terre. Elle correspond aux possibilités qu'ont les êtres de se multiplier seuls.

Diverses théories ont été émises sur l'origine de la vie. Des études de laboratoire ont été faites pour synthétiser des molécules organiques à partir de la matière minérale. Une autre partie importante de la recherche en ce domaine est basée sur les restes et sur les traces d'organismes fossiles des premiers temps géologiques.

Pour certains chercheurs, la vie serait née du hasard, à la suite de la rencontre de diverses molécules. La théorie de la *génération spontanée* est basée sur l'existence des virus, signes de vie précellulaire, intermédiaires entre l'inerte et le vivant.

Selon la théorie de la *panspermie,* la vie a été amenée sur la Terre par les météorites. Elle se serait propagée sous la forme d'organismes très résistants, comme les Cyanophycées, pouvant traverser les espaces cosmiques sur les météorites carbonées et ainsi atteindre notre planète.

▼ ***La structure sphéroïdale, silicifiée des calcaires à Problematica du Précambrien.***



I.G.D.A.

Pour d'autres scientifiques, la vie aurait été transportée sous forme de spores, de pollens, de Bactéries, de gènes, c'est-à-dire de molécules d'ARN et d'ADN, ces acides étant à la base de toutes les cellules connues à l'heure actuelle. De fait, les météorites carbonées, par exemple celle de Murchison, tombée en Australie en 1969, contiennent des acides aminés terrestres très courants, des acides extraterrestres et des hydrocarbures biologiques. Cependant ces corps, représentatifs d'une forme de vie présente en dehors de la Terre ou témoins d'une évolution chimique, ne font que repousser d'un échelon le problème de l'origine de la vie.

De nombreux savants ont cherché à créer la vie à partir des conditions physiques et chimiques du milieu terrestre existant à l'époque de l'apparition de la vie sur la Terre, étape permettant de passer de la matière minérale inerte à la matière organique vivante. L'atmosphère primitive était dépourvue d'oxygène libre et ne possédait donc pas d'écran d'ozone. Elle aurait été composée de vapeur d'eau, de méthane, d'ammoniac et d'hydrogène. Divers savants, dont Oparine, Miller (1953) et Wilson (1959), ont obtenu des corps organiques en soumettant ce mélange à des décharges électriques, à des radiations ultraviolettes, ou à de l'énergie thermique. Ces corps sont des acides aminés (glycocolle, alanine), des substances de croissance et des acides nucléiques. Après cette création de molécules organiques, Oparine a cherché à réaliser le cap de l'organisation cellulaire par des phénomènes de coacervation : dans une solution colloïdale se produit naturellement la séparation en deux phases, l'une de solution liquide pauvre, l'autre de gouttelettes enrichies en substances solubles qui se structurent. Fox a obtenu des protéines ayant formé une membrane et ayant des possibilités de croissance par bourgeonnement.

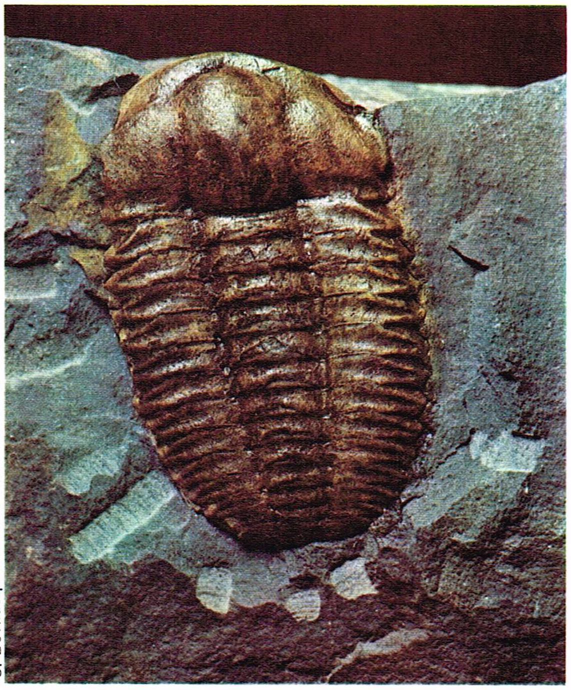
Le début de la vie se serait donc produit en deux étapes, à partir d'un milieu non oxygéné soumis aux fortes radiations solaires. Ce fut d'abord une *évolution chimique,* vers $-3{,}1 \cdot 10^9$ ans, avec la formation de grosses molécules d'acides et d'enzymes. La molécule de chlorophylle est favorisée dans sa formation par l'ion magnésium présent dans le sima ; l'accroissement des molécules se fait par autocatalyse. Suit une *évolution biochimique,* où l'on observe une simplification des radicaux utilisés : carbone, oxygène, azote, hydrogène, calcium, et une grande complexité métabolique avec des phénomènes de croissance et de reproduction. Grâce à l'oxygène biogénique, la vie se développe, et les synthèses abiogènes d'acides aminés sont arrêtées par suite de la formation de l'écran d'ozone. Vers $-2{,}7 \cdot 10^9$ ans, les premiers êtres vivants apparaissent. Ce sont les Schizophytes : les Cyanophycées et les Bactéries.

Précambrien

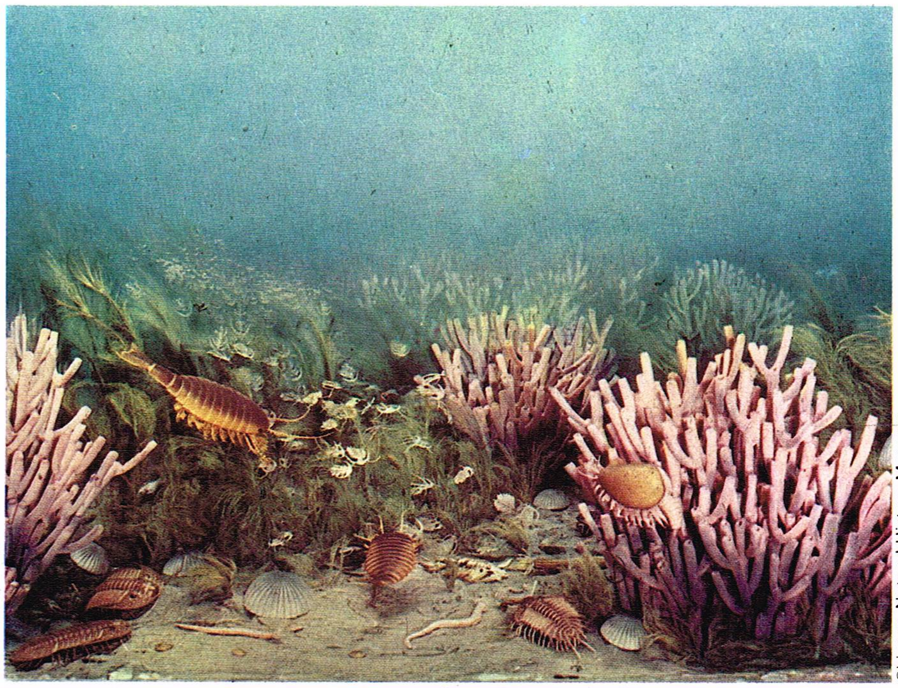
Les terrains précambriens, longtemps considérés comme azoïques, contiennent diverses traces de déplacements d'organismes, de nutrition, ainsi que des témoins d'organismes ou des fragments sous forme organique ou minérale.

Les fossiles archéens datent d'au moins 2,5 milliards d'années. Les micro-organismes *Problematica,* trouvés dans le Swaziland, en Afrique, sont des structures sphéroïdales silicifiées, rapportées à des Algues et âgées de plus de 3 milliards d'années. D'autres corpuscules, découverts en Australie, sont constitués d'hématite ou de goethite et réunis en amas étoilés ou en forme de framboise. Les Stromatolithes sont des encroûtements calcaires, très proches des structures algaires de mers peu profondes. Ceux de Bulawayo, en Rhodésie, datés de — 2,5 milliards d'années au maximum, sont surtout abondants vers — 1750 millions d'années. La formation de Fig Tree (— 3100 millions d'années), dans le Transvaal, contient des Bactéries, tandis que des constituants de la molécule de chlorophylle existent dans des sédiments vieux de 2,7 milliards d'années dans l'Ontario et au Transvaal.

Au *Protérozoïque inférieur* (jusqu'à — 1750 millions d'années), les Stromatolithes sont catalogués dans le Huronien canadien, dans le Transvaal et en Australie occidentale. Les structures concentriques *(Carelozoon jatulicum)* dans les calcaires dolomitiques de Finlande en sont rapprochées. La formation de Gunflint dans l'Ontario (— 2 milliards d'années) renferme des restes de végétaux : spores, hyphes, Bactéries, Algues bleues,



C. Bevilacqua



Chicago Natural History Museum

▲ ***A gauche, un Trilobite du Cambrien (Ellipsocephalus hoffi) découvert en Tchécoslovaquie. A droite, un paysage marin du Cambrien.***

Algues vertes microscopiques. Quelques mégafossiles sont connus au Transvaal *(Gakarusia addisoni)* sous forme de dépressions circulaires avec onze appendices, et en Australie sous forme de tubes verticaux de 60 cm coiffés de tubes rayonnants.

Au *Protérozoïque moyen* (— 1750 à — 1100 millions d'années), la formation la plus intéressante est le Riphéen russe où les Stromatolithes sont abondants et où la première endofaune a laissé des traces, des pistes, des terriers; cette faune a pu peupler le rivage grâce à la formation de l'écran d'ozone protecteur.

Au *Protérozoïque supérieur,* les Stromatolithes continuent à se développer en Russie; le gisement d'Ediacara, en Australie méridionale, donne une bonne ébauche de la faune : des Cœlentérés, des Annélides *(Spriggina floundersi),* des Vers *(Dickinsonia),* des Spongiaires, des organismes rapprochés des Échinodermes, des Mollusques, c'est-à-dire toute une faune sans squelette, vivant dans la zone tidale, ou zone de balancement des marées.

Ère paléozoïque, ou Primaire

C'est à cette limite qu'apparaissent massivement des organismes hautement organisés, les Vertébrés étant cependant encore absents.

Cambrien

Au Cambrien, les espèces sont rares ou mal conservées, elles représentent néanmoins déjà les principaux types d'Invertébrés. Toutes les espèces sont marines. Divers milieux de vie existent dans cet étage, daté de — 570 à — 500 millions d'années.

Au *Cambrien inférieur,* la transgression téthysienne est favorable à la répartition de la plupart des groupes. Cela explique la constitution des biohermes, ou masses récifales calcaires des Archæocyathidés, abondants en Afrique du Nord, en Amérique du Nord, en Sibérie et en Australie. Ces récifs sont des milieux favorables aux Brachiopodes Inarticulés *(Lingula, Obolus)* et Articulés (Orthacés) ainsi qu'aux Mollusques Monoplacophores, formes benthiques fixées sur le fond, au niveau du large plateau continental bien éclairé et bien oxygéné. Les Échinodermes primitifs font leur apparition *(Stromatocystites).* Le plancton est essentiellement constitué de larves nageuses d'Archæocyathidés, de Trilobites et aussi de Crustacés *(Volborthella).* Les Trilobites, présents dans tous les milieux gréseux ou schisteux, sont très abondants mais limités à la zone boréale. Les Trilobites Olenellidés, comme les Vers *Polymera* et des Mérostomes, vivaient enfouis dans la vase ou le sable et ont laissé des traces de repos, des pistes *(Cruziana)* associées à des terriers tubulaires ou en U.

Au *Cambrien moyen,* les mers se refroidissent, ce qui entraîne la disparition des Archæocyathidés. Les Brachiopodes se diversifient. De nombreux groupes apparaissent : les Conularidés et les Carpoïdes par exemple. Les Trilobites se renouvellent et se répartissent en deux provinces géographiques : pacifique et atlantique.

Au *Cambrien supérieur,* les mouvements orogéniques provoquent une régression en Europe moyenne. Il en résulte un appauvrissement de la faune, et une transgression sur les bords du Pacifique qui sera favorable au développement important de la faune. Le groupe des Graptolites apparaît. Ce sont des organismes coloniaux, fixés le plus souvent à des coquilles ou à des galets trouvés dans les gisements de schistes noirs. Ces milieux noirs étaient des zones calmes, privées d'oxygène, avec de l'acide sulfhydrique en plus ou moins grande proportion, où ne circulaient que quelques courants de fond pouvant entraîner les organismes. Ces fonds pouvaient être colonisés par des Algues de toutes sortes : Rhodophycées, Chlorophycées, Chromophycées et surtout les Cyanophycées, pouvant former de grandes algueraies. Souvent les gisements contiennent essentiellement des Graptolites, avec des restes d'Algues, des Éponges, des Brachiopodes Inarticulés, des Vers, et des Crustacés archaïques ne se trouvant pas ailleurs. D'autres gisements, dits à faune mixte, ont des Algues moins abondantes, des Éponges, des Brachiopodes, des Céphalopodes et des Trilobites. Apparaissent aussi à cette époque les Conodontes et des groupes de Céphalopodes, comme les Ellesmérocératidés. La faune du Cambrien supérieur est donc assez diversifiée.

Ordovicien

Cet étage tire son nom de la tribu des Ordovices, qui vivaient autrefois dans le nord du pays de Galles; il s'est étendu sur une soixantaine de millions d'années (de — 500 à — 440 millions environ). Alors que le Cambrien était une période d' « expérimentation » de la vie, l'Ordovicien voit se développer chez les Invertébrés une deuxième radiation qui s'accompagne d'une modernisation des formes; vers la fin de la période, la plupart des grandes classes d'Invertébrés marins existant à l'heure actuelle étaient apparues; par la suite, les modifications n'interviendront plus qu'à l'intérieur de ces classes. De nombreux groupes, tels les Nautiloïdes, les Échinodermes et les Trilobites, atteignent leur apogée à cette époque. Les Vertébrés apparaissent avec les Agnathes, formes dépourvues de mâchoires.

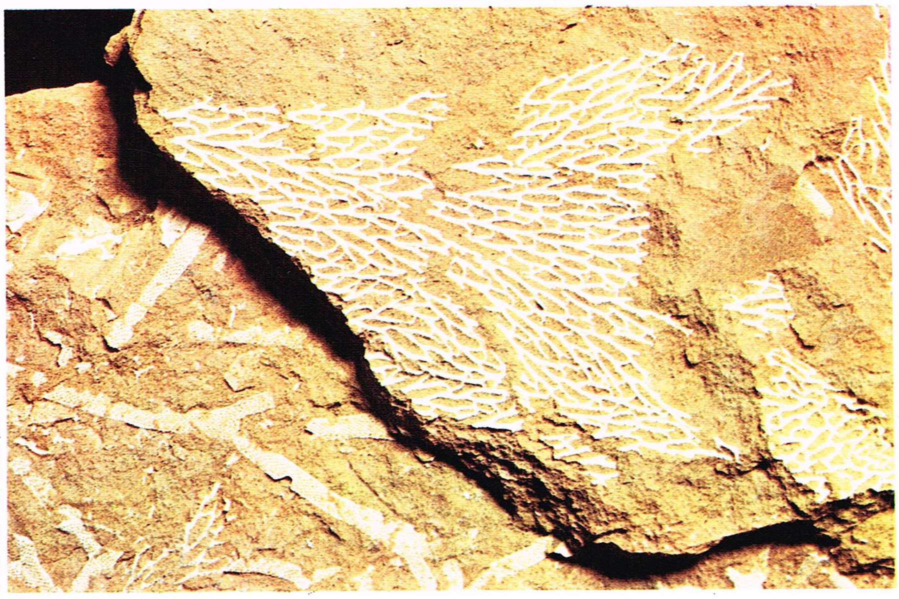
Dès l'Ordovicien existent tous les grands groupes d'Algues actuels : bleues, vertes (Dasycladacées), rouges (Solénoporacées, qui peuvent constituer de grosses masses calcaires à l'intérieur des bancs coquilliers). Dans



C. Bevilacqua

▲ **Dictyonema flabelliforme,** ***Graptolite Dendroïde caractéristique de l'*****Ordovicien inférieur** ***(Allemagne)*** **[*Milan, musée d'Histoire naturelle*].**

▼ ***Les Bryozoaires, ici*** **Pseudohornera bifida*****, sont des animaux coloniaux constructeurs qui connurent un grand développement à l'*****Ordovicien** ***puis au*** **Silurien.**



I.G.D.A. - Bevilacqua

les couches de l'Ordovicien moyen et supérieur des pays baltes, on a trouvé de vrais restes de plantes terrestres, les Propsilophytes, sortes de petites mousses de 1 cm environ.

Les Bryozoaires, animaux coloniaux constructeurs, connaissent un grand développement : on en connaît plus de 1 000 espèces datées de cette époque.

Chez les Cœlentérés, on assiste à une véritable explosion évolutive, avec de nombreuses formes nouvelles : les Stromatoporidés (polypiers Hydrozoaires coloniaux en forme de tubes, serrés les uns contre les autres et en couches superposées), les Tabulés (ainsi appelés parce que leur accroissement est marqué par des planchers successifs), les Tétracoralliaires, appelés aussi Rugueux (polypiers généralement isolés, à symétrie bilatérale).

Les Conodontes (fossiles de très petite taille que l'on considère en général comme des mâchoires d'Annélides) existaient déjà au Cambrien, mais ils deviendront importants par la suite.

Les Graptolites (animaux coloniaux fixés sur une tige, et à squelette chitineux externe) sont de très bons fossiles stratigraphiques, surtout à l'Ordovicien et au Silurien (faciès à schistes noirs) : leur évolution fut très rapide et leur distribution très large, comme il s'agissait de formes planctoniques. On distingue deux classes :

— les Dendroïdes, formant des colonies très ramifiées ; ils sont peu utilisables en stratigraphie, à l'exception de *Dictyonema flabelliforme,* caractéristique de l'Ordovicien inférieur ;

— les Graptoloïdes, presque exclusivement représentés à l'Ordovicien et au Silurien (on note quelques formes au Dévonien inférieur) ; ce sont d'excellents fossiles ; les premières formes graptoloïdes ont des branches assez nombreuses (*Dichograptus*, à 8 branches), et ce nombre diminue par la suite (*Tetragraptus,* à 4 branches ; *Didymograptus* et *Diplograptus,* à 2 branches).

Les Brachiopodes présentent une très grande variété ; on distingue les formes inarticulées (sans charnière), et les formes articulées (à charnière), qui connaissent une évolution rapide à l'Ordovicien et au Silurien.

Parmi les Céphalopodes, Mollusques nageurs à tentacules, les Nautiloïdes (formes tubulaires droites ou enroulées, à cloisons concaves vers la bouche, à siphon central ou subcentral) se développent énormément (plus du tiers des genres connus appartiennent à l'Ordovicien).

En ce qui concerne les Arthropodes, les Ostracodes (petits Crustacés enfermés entre deux valves latérales) sont assez nombreux ; les Trilobites sont à leur apogée, avec de nombreuses familles : les Illænidés (avec des formes géantes mesurant jusqu'à 75 cm), les Asaphidés, les Ptychopariidés, les Phacopsidés ; des genres comme *Calymene, Dalmania, Trinucleus* évoluent rapidement et permettent de caractériser des zones.

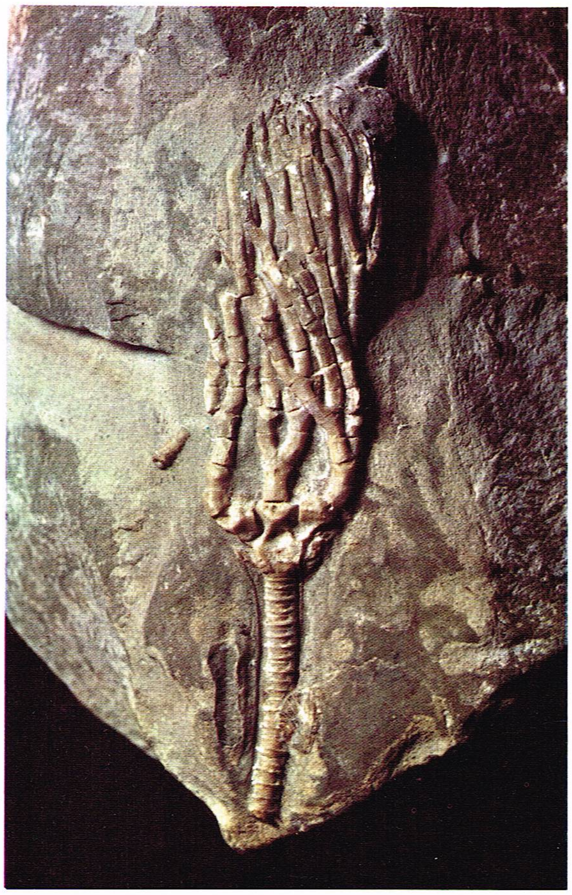
Les Échinodermes se diversifient beaucoup : les vrais Crinoïdes (constitués par un « calice » porté par un long pédoncule) apparaissent à l'Ordovicien moyen et existent encore actuellement ; les Cystoïdes (au corps sphérique, avec des plaques irrégulières, fixés par une tige) connaissent leur plus grand développement (ils ont vécu du Cambrien au Dévonien) ; les Blastoïdes (de l'Ordovicien au Permien), les étoiles de mer et les oursins apparaissent également, mais seront plus importants par la suite.

On trouve les premières traces de Vertébrés dans les roches de l'Ordovicien moyen ; il s'agit de formes sans mâchoires (= Agnathes), revêtues d'une formation osseuse dermique : ce sont les Ostracodermes, organismes marins.

Silurien

Le nom de Silurien est tiré de l'ancienne tribu des Silures, qui occupait autrefois le pays de Galles. Cette période qui clôt le Paléozoïque inférieur s'étendit sur une quarantaine de millions d'années (de — 440 à — 400 millions d'années environ). On y assiste à un tournant dans l'évolution, et les organismes acquièrent des caractéristiques plus modernes.

Au Silurien supérieur, apparaissent les premières plantes vasculaires, les Psilophytes, plantes sans feuilles ni racines, de 20 à 25 cm, et portant des sporanges à leur extrémité ; un système vasculaire rudimentaire leur permet de s'établir dans le milieu aérien. On trouve aussi



C. Bevilacqua



I.G.D.A.

◀ *A gauche, un Crinoïde fossile,* **Cyathocrinus goniodactylus,** *du* **Silurien** *(Dudley, Grande-Bretagne). A droite, reconstitution de* **Protolepidodendron scharianum** *; ces végétaux (Lycophytes) apparus au* **Silurien supérieur** *se développent au* **Dévonien.**

les *Lycophytes,* représentées par des formes primitives, herbacées.

Dans les mers, les Bryozoaires abondent. Parmi les Cœlentérés, les Tabulés sont importants et constituent des biohermes, récifs vrais, lenticulaires *(Halysites, Favosites, Goniophyllum)* ; les Tétracoralliaires (Rugueux) continuent à se développer. Les Graptolites atteignent leur apogée; ce sont surtout des Graptoloïdes, à une branche *(Monograptus).* Les Brachiopodes évoluent de manière intensive. Les Céphalopodes sont encore des Nautiloïdes, mais les premiers Ammonoïdés (à siphon ventral et à cloisons onduleuses) apparaissent dès le Silurien supérieur. Chez les Arthropodes, les Trilobites déclinent; les Euryptérides, ou Gigantostracés, se développent; ce sont des prédateurs marins; les premiers Scorpions apparaissent (formes marines). Parmi les Échinodermes, les Crinoïdes constituent de véritables « prairies » animales *(Cyathocrinus, Scyphocrinites).*

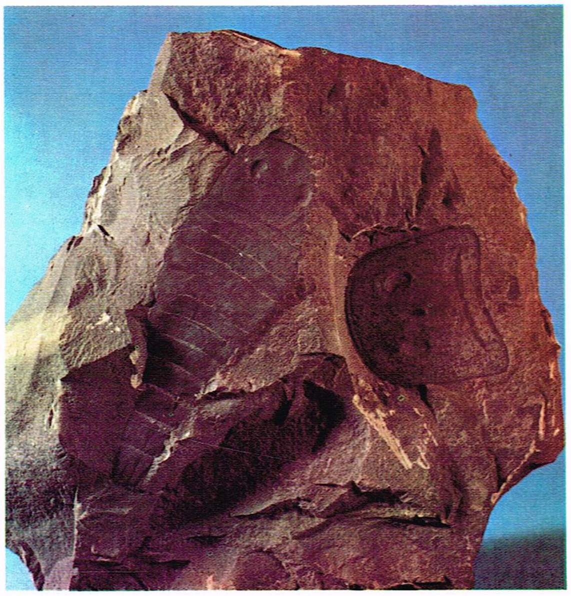
Les Vertébrés sont d'abord tous Agnathes : Ostéostracés ou Céphalaspides *(Hemicyclaspis, Cephaloaspis),* Anaspidés *(Rhyncolepis),* Hétérostracés ou Ptéraspides. Les Placodermes, Poissons cuirassés pourvus de mâchoires, apparaissent vers la fin de la période, avec des formes primitives.

Dévonien

Le nom de Dévonien est tiré du comté du Devon (Angleterre). Cette période dure une cinquantaine de millions d'années (environ de — 400 à — 345 millions d'années). L'évolution y prend une nouvelle direction : le peuplement des terres émergées, qui avaient connu une grande expansion à la suite de l'orogenèse calédonienne.

Le continent de l'hémisphère Nord est soumis à un climat particulier, subdésertique, probablement caractérisé par l'alternance de pluies torrentielles qui inondent le paysage en formant des lacs, et de périodes arides qui lui donnent un aspect désertique. Des formations continentalo-lacustres s'accumulent : ce sont les *Vieux Grès Rouges.* Au point de vue évolutif, deux événements d'importance primordiale sont à signaler : le développement de la flore continentale, qui annonce le Carbonifère, et l'enrichissement de la faune de Vertébrés, ce qui a permis de surnommer le Dévonien l'« âge des Poissons ».

Au Dévonien, apparaît déjà une véritable végétation. Les Psilophytes sont les végétaux les plus abondants. On a trouvé des tourbières silicifiées dans le Vieux Grès Rouge de Rhynie, en Écosse; elles contiennent des *Rhynia major,* des *Psilophyton* et des *Asteroxylon.* Les Lycophytes, déjà représentées au Silurien supérieur par des formes primitives, se développent *(Protolepidodendron).* Les Sphénophytes, plantes « articulées » dont les tiges sont formées d'articles séparés par des nœuds, débutent au Dévonien (*Archaeocalamites,* du Dévonien moyen au Carbonifère inférieur), ainsi que les premières Fougères *(Aneurophyton, Protopteridium, Archaeopteris).* Apparaissent aussi des Gymnospermes primitives *(Tetraxylopteris)* et des Cordaïtales (Ptéridospermées).

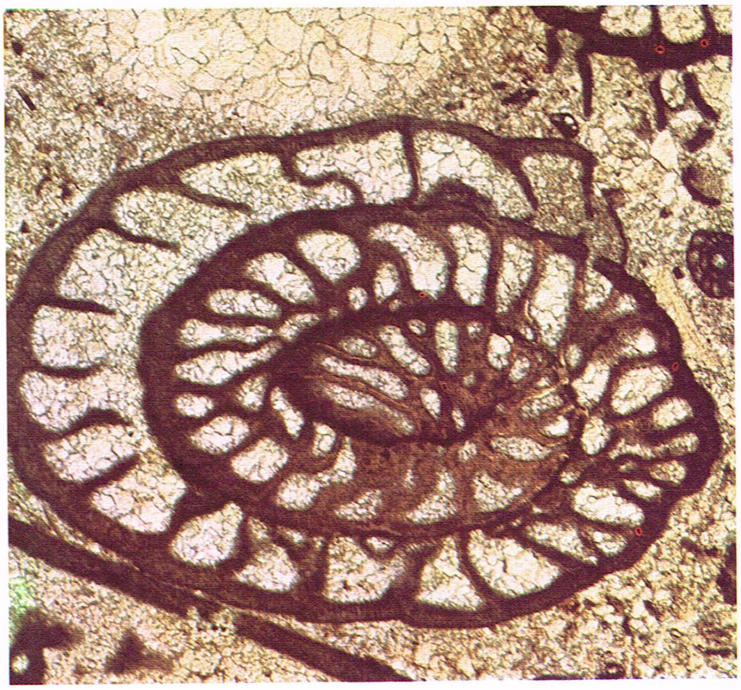


G. Leonardi - G. Pinna

◀ *Arthropode fossile :* **Eurypterus remipes** *du* **Silurien supérieur** *(New York)* [*Milan, musée d'Histoire naturelle*].



G. Leonardi - G. Pinna



Gratziu

▲ *A gauche,* Spirifer sp., *Brachiopode fossile du* Dévonien inférieur *de Coblence* (Coblencien). *A droite, un test de Foraminifère dans un calcaire du* Carbonifère; *les* Foraminifères *sont de bons* fossiles stratigraphiques et de corrélation.

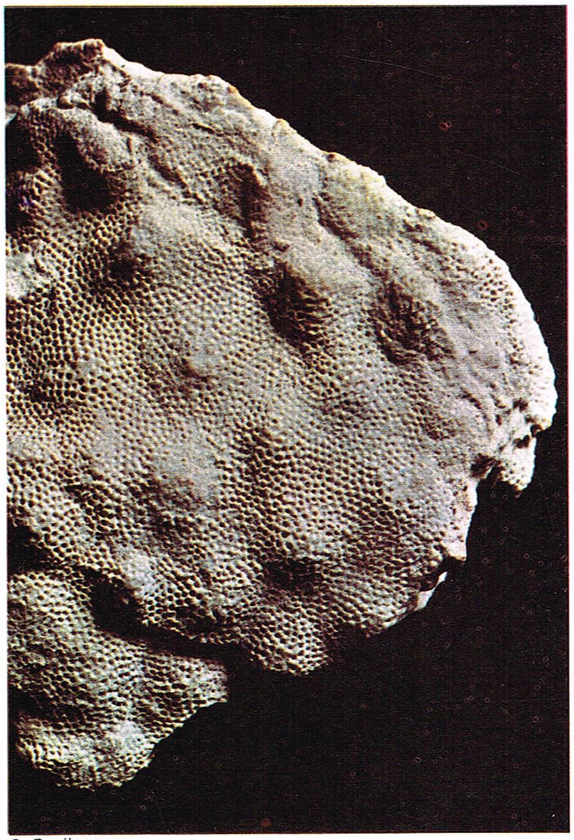
Chez les Protozoaires, apparaissent les Endothyridés, Foraminifères considérés comme étant à l'origine des Fusulines du Permo-Carbonifère. Les Éponges, surtout les Éponges siliceuses, sont nombreuses dans certaines parties du Dévonien. Les Bryozoaires abondent, en particulier les Trépostomes et les Cryptostomes. Chez les Cœlentérés, les Stromatoporidés forment de véritables récifs dans les mers chaudes des Ardennes; ils sont souvent associés à des Tabulés *(Favosites* du calcaire récifal de Gibet, *Halisites, Pleurodictyum problematicum)*. Les Tétracoralliaires sont solitaires *(Calceola)* ou coloniaux *(Cyatophyllum, Phillipsastrea)*. Les Conodontes sont abondants et servent pour la stratigraphie. Les Graptolites, sauf les Dendroïdes, ont disparu. Chez les Brachiopodes, les Spiriféridés connaissent un grand développement. Parmi les Mollusques, les Lamellibranches et les Gastéropodes connaissent un grand accroissement; chez les Céphalopodes, les Orthocères sont en décadence (ils présentent des formes incurvées : *Cyrtoceras, Cyroceras*) ; les Ammonoïdés, apparus dès la fin du Silurien, se développent (premières *Goniatites*) ; les Clyménies (formes à siphon interne) se localisent exclusivement au Dévonien supérieur (calcaires à Clyménies). Chez les Échinodermes, les Cystoïdes déclinent; les Crinoïdes sont abondants et variés; les Blastoïdes, Échinides et Étoiles de mer augmentent. En ce qui concerne les Arthropodes, les Ostracodes sont abondants, les Trilobites sont en décroissance (*Phacops,* à gros yeux à facettes), les Gigantostracés connaissent un grand développement dans les milieux particuliers des Vieux Grès Rouges : *Pterygotus* (jusqu'à 2 m), *Eurypterus*. Les Insectes sont représentés par des formes aptères (Collemboles, tel *Rhyniella praecursor*) et par quelques individus ailés dans les gisements de Rhynie.

Les Vertébrés se développent beaucoup dans les milieux lagunaires. Citons : les Agnathes (Ostracodermes) avec *Pteraspis, Birkenia, Lanarkia;* les Placodermes (Poissons à mâchoires, dont le squelette interne est cartilagineux et la cuirasse dermique osseuse) avec *Pterichtys, Coccosteus;* les Prosélaciens (Poissons cartilagineux, ancêtres des raies et des requins) avec *Climatius;* les Crossoptérygiens (Poissons osseux) avec *Osteolepis, Holoptychius;* les Dipneustes (à respiration branchiale et pulmonaire) avec *Dipterus*. Enfin on note l'apparition des premiers Amphibiens Stégocéphales.

Carbonifère

Cette période, qui s'étend sur environ 65 millions d'années (de — 345 à — 280 millions d'années), est caractérisée par des dépôts houillers importants. On la divise en deux parties : le *Dinantien* (correspondant au Mississippien en Amérique du Nord) et le *Houiller* (équivalant au Pennsylvanien). Ces deux parties sont séparées par une grande épirogenèse, phénomène qui provoque l'émersion de la presque totalité de l'Europe, du nord de l'Afrique, de l'Himalaya et de la Sibérie orientale.

La période commence par une transgression sur le continent arasé des Vieux Grès Rouges dévoniens. Le climat est assez homogène; la flore et la faune ont des répartitions mondiales. Le Carbonifère supérieur est marqué par une grande pluviosité et par la diminution du plateau continental par suite de l'abaissement du niveau de la mer. Du point de vue paléontologique, parmi les faits importants, on note en particulier l'épanouissement de la flore terrestre et le grand développement des Insectes ailés et des Vertébrés Tétrapodes.



C. Bevilacqua

▶ Fistulipora carbonaria : *un Bryozoaire du* Carbonifère supérieur.

Domaine marin

L'émersion de la fin du Dévonien a provoqué la disparition de nombreux organismes : la totalité des Clyménies, de nombreux Tétracoralliaires, les Stromatopores et presque tous les Trilobites ; toute la faune néritique traverse une période critique.

Parmi les Protozoaires, les Foraminifères benthiques prennent une grande importance ; il s'agit au départ de petites formes ; puis apparaissent les Fusulines, organismes fusiformes, longs de 1 cm en moyenne, à structure interne complexe, qui peuvent être assez nombreux pour former de puissantes assises calcaires ; ce sont de bons fossiles stratigraphiques et de corrélation. Chez les Spongiaires, on observe les Thalamides et les Calcisponges, composés de loges vides et reliées ou non par un tube central. Les Bryozoaires sont caractérisés par des formes dentelées, très variées ; les Fenestrellidés dominent (*Archimedes,* présentant une forme de vie qui en général est mise en relation avec la vie en symbiose avec une Algue hélicoïdale). Les récifs de Cœlentérés constructeurs ont une importance accrue, avec des Tabulés *(Chaetetes),* des Stromatoporidés, des Cnidaires *(Lithostrotion, Lonsdaleia, Zaphrentis).* Parmi les Échinodermes, les Blastoïdes atteignent leur développement maximal au Carbonifère moyen ; les Crinoïdes sont en plein épanouissement au Dinantien, mais disparaissent en grande partie à la fin de cette période ; les Échinides comprennent des formes aux piquants épais *(Miocidaris) ;* ils ne se développeront vraiment qu'au Mésozoïque. Un élément dominant des faunes de Brachiopodes est formé par les Productidés, dont l'ornementation est caractérisée par de grosses côtes et des épines. Parmi les Mollusques, les Lamellibranches sont abondants (*Posidonomya, Aviculopecten* de faciès vaseux) ; chez les Gastéropodes, les Pleurotomariidés atteignent leur apogée (abondance de *Bellerophon*) ; la structure des Céphalopodes devient de plus en plus complexe : les Goniatites sont nombreuses et variées ; les premières Bélemnites apparaissent (*Eobelemnites* du Mississipien des États-Unis). Malgré le déclin des Trilobites, les Arthropodes se développent ; les Ostracodes sont assez différents de ceux du Dévonien.

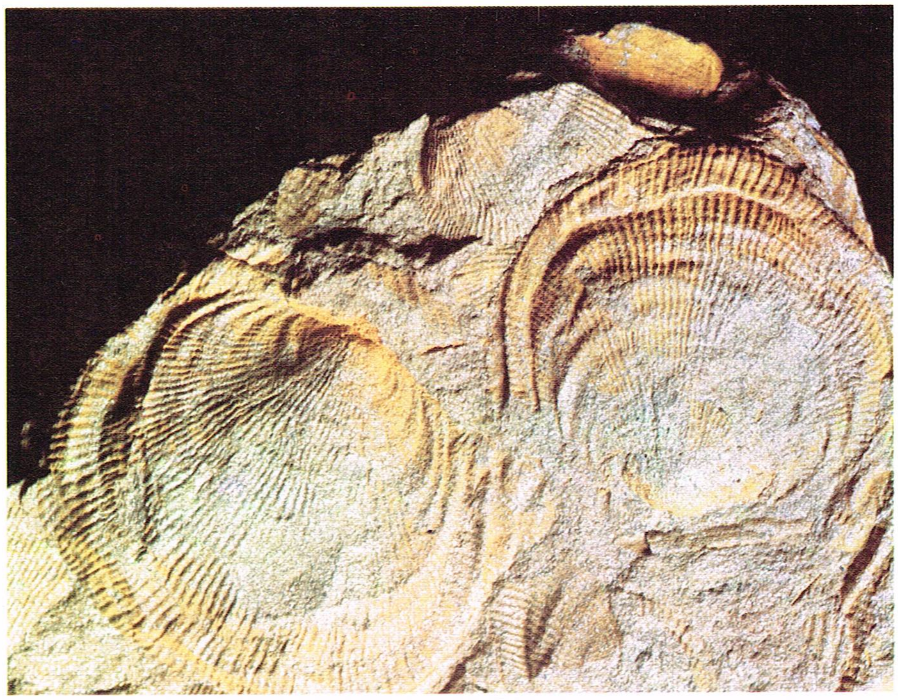
Chez les Vertébrés, on peut noter la présence des Acanthodiens Placodermes (Crossoptérygiens), le développement des Sélaciens (Poissons cartilagineux) et l'apogée des Brachyodontes, broyeurs de coquilles. Les Amphibiens Stégocéphales occupent de façon massive les milieux marins.

Domaine terrestre

Toute la flore terrestre subit un grand développement, surtout au Carbonifère supérieur ; les schistes du Houiller ont permis une bonne conservation des empreintes ; les associations végétales sont différentes selon leur lieu d'implantation, les plus variées étant situées dans les régions lagunaires. Les Lycopodiacées, qui sont actuellement de petites dimensions, comprennent au Carbonifère des arbres splendides *(Lepidodendron, Sigillaria).* Les *Calamites* (Arthrophytes) sont des prêles géantes dont les feuilles pouvaient atteindre 3 m de long. Les Fougères portent soit des spores (Ptéridophytes, Fougères vraies), soit des graines (Ptéridospermaphytes, aujourd'hui complètement disparues) ; elles présentent des formes très variées, arborescentes ou en lianes ; suivant la forme des frondes, on distingue *Neuropteris* et *Sphenopteris ; Glossopteris* et *Gangamopteris* sont des Fougères particulières au Gondwana. Les Préphanérogames prennent leur essor ; les *Cordaites,* ou Gymnospermes primitives, s'épanouissent au Pennsylvanien-Permien, surtout sur les terres élevées, mais aussi dans les mangroves ; elles peuvent atteindre 40 m de haut ; les Conifères *(Walchia, Lebachia),* analogues à nos *Araucaria,* apparaissent. Au voisinage des glaciers (Gondwana dans l'hémisphère Sud), seuls demeurent les Ptéridospermes et les Gymnospermes. L'absence d'anneaux de croissance dans les sections de troncs d'arbres indiquerait l'absence de saisons ; en outre, la répartition très large témoignerait d'une certaine uniformité de climat.

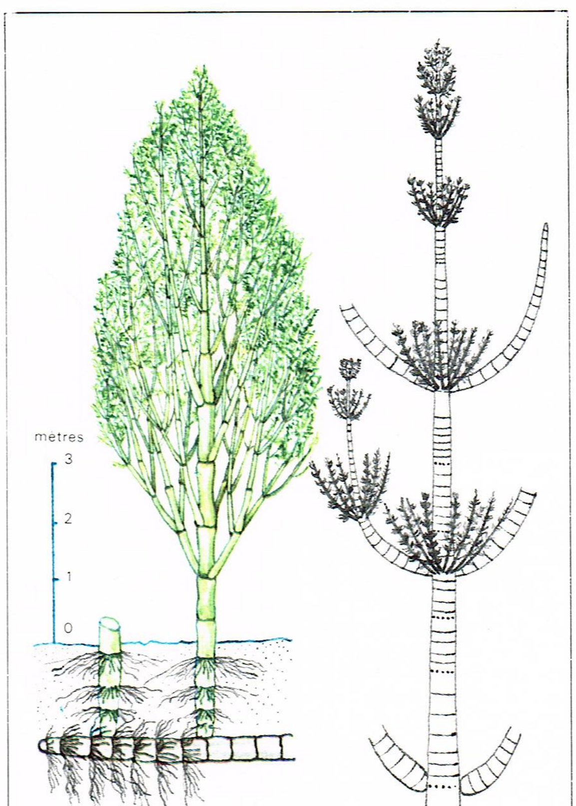
Chez les Invertébrés, les Lamellibranches d'eau douce *(Carbonicola, Anthracomya)* sont très utilisés pour la stratigraphie, ce qui est exceptionnel. Les Insectes connaissent un grand développement au Carbonifère supérieur (formes proches des blattes et des libellules), avec des cas de gigantisme (formes de 70 cm d'envergure). Chez les Arachnides, on voit l'apparition des Scorpions de type actuel ; les Araignées sont nombreuses.

Chez les Vertébrés, les Amphibiens, qui sont déjà connus au Dévonien supérieur, sont très abondants ; ils appartiennent au groupe très particulier des Stégocéphales ; on peut citer : *Eogyrinus, Branchiosaurus, Nasopus, Seymouria.* Avec l'apparition des Reptiles au Carbonifère supérieur (*Petrolacosaurus* du Kansas, aux affinités incertaines), se réalise une nouvelle étape dans l'évolution : la libération du milieu aquatique ; grâce à l'amnios, poche remplie de liquide, l'œuf ne se dessèche pas et peut être abandonné sur terre.



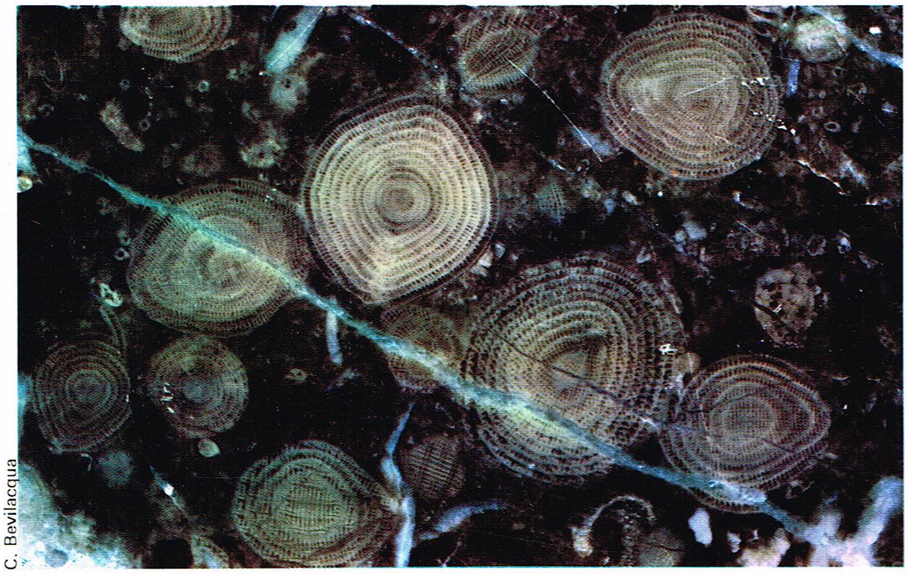
I.G.D.A. - Bevilacqua

▲ ***Les Productidés, ici*** **Productus cora,** ***éléments dominants des Brachiopodes*** **du Carbonifère,** ***sont caractérisés par de grosses côtes et des épines.***



I.G.D.A.

◀ ***Reconstitution d'Artrophytes, flore terrestre géante, abondante au*** **Carbonifère supérieur :** ***à gauche,*** **Calamites (Eu-Calamites-Diplocalamites) sp. ;** ***à droite,*** **Calamites (Calamitina) sp.**



C. Bevilacqua

▲ *Section polie de roche à Foraminifères :* **Neoschwagerina craticulifera** *du* **Permien supérieur** *(Japon).*

Le Carbonifère peut donc être subdivisé en deux parties :

— la première, à dominance marine, prolonge le Dévonien ;

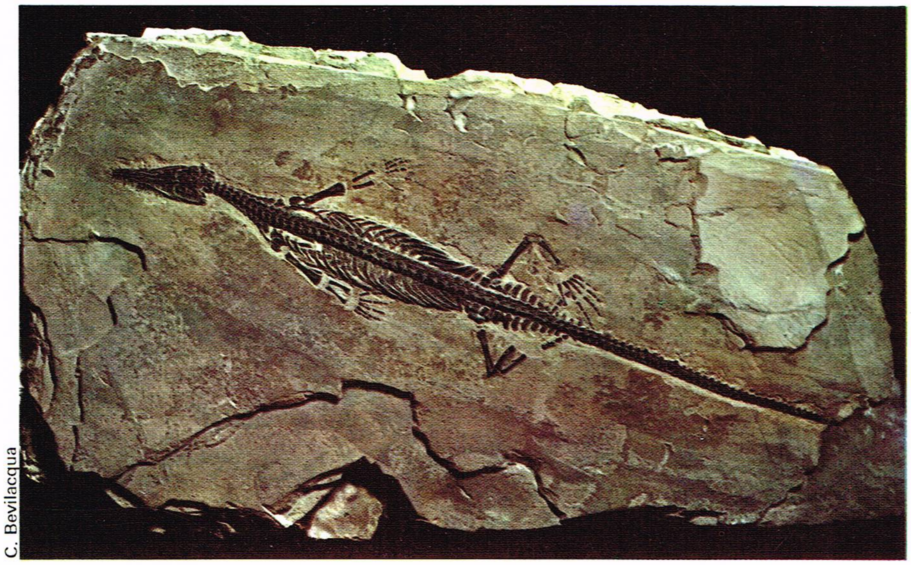
— le Carbonifère supérieur, qui voit se développer l'importance de la vie terrestre, inaugure une nouvelle période de l'évolution.

Permien

Cette période, qui s'étend sur une cinquantaine de millions d'années (de — 280 à — 225 millions d'années environ), tire son nom de la région de Perm en U.R.S.S.

Dans les premiers temps persiste encore la calotte polaire de l'hémisphère Sud (Gondwana), tandis qu'au nord, les formations continentales désertiques et les dépôts d'évaporite (sel, gypse) indiquent un climat aride ; la faune et la flore continentales s'en ressentent.

▼ *Fossile de* **Mesosaurus brasiliensis,** *Reptile du* **Permien** *(Brésil).*



C. Bevilacqua

Domaine marin

Les végétaux sont bien représentés, avec les Dasycladacées *(Mizzia)* et une Algue rouge, *Gymnocodium,* formant des prairies sous-marines.

Toutes les grandes classes d'Invertébrés sont représentées, mais assez appauvries. Parmi les Foraminifères, les Fusulines persistent, avec de nouvelles formes à structure interne complexe *(Neoschwagerina).* Les Bryozoaires conservent une certaine importance, ainsi que les Brachiopodes (*Richthofenia,* Productidés) ; les Crinoïdes s'appauvrissent encore ; les Échinides sont représentés par des espèces à gros tubercules et à forts piquants *(Archaeocidaris).* Les Cœlentérés (Tabulés, coraux) constituent des récifs, associés aux Fusulines, aux Éponges et aux Bryozoaires. Les Mollusques sont assez développés : les Gastéropodes sont plus nombreux ; les Ammonoïdes (Céphalopodes) continuent leur évolution, avec des formes aux sutures de plus en plus complexes (premières cératites). Les Trilobites *(Arthropodes)* s'éteignent.

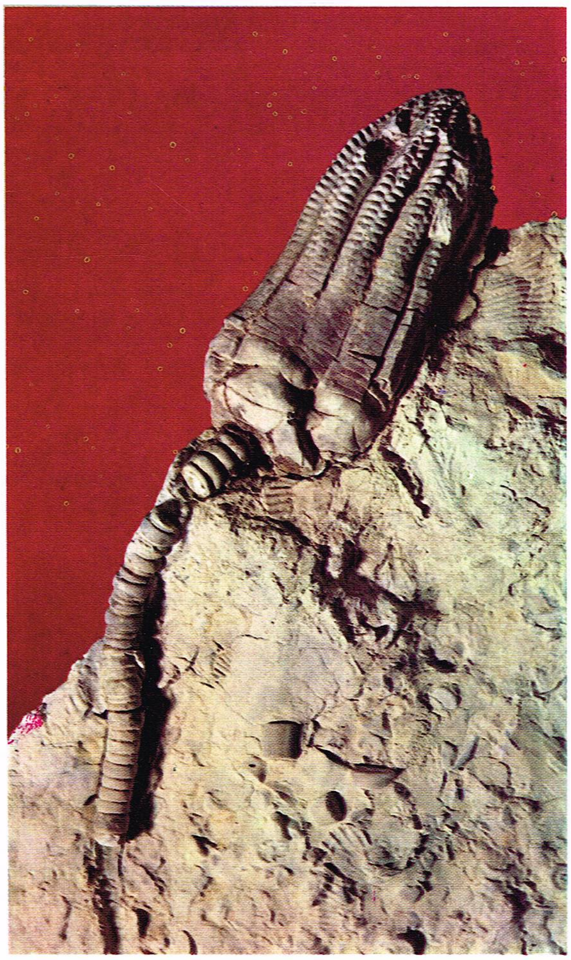
Les Vertébrés marins présentent peu de traits originaux ; on trouve des Poissons au squelette cartilagineux (Sélaciens Élasmobranches), d'autres au squelette cartilagineux partiellement ossifié (*Palaeoniscus,* Chondrostéen) et des Acanthodiens *(Acanthodes, Diplacanthus).* Les Placodermes ont pratiquement disparu.

Domaine terrestre

Les végétaux présentent une moins grande diversité qu'au Carbonifère. L'Algue d'eau douce *Pila bibractensis* contribue à former les « bogheads », sortes de charbons bitumineux. Les Lycopodinées deviennent rares ; les *Lepidodendron, Sigillaria* et *Cordaites* persistent, ainsi que les Ptéridospermes, les Gymnospermes et certaines Fougères (Glossoptéridales du Gondwana) ; l'apparition en masse des *Callipteris* (Ptéridospermées) caractérise le début du Permien. Les Conifères prédominent, particulièrement en Europe et en Amérique du Nord : la flore à *Walchia piniformis* est pratiquement caractéristique du Permien inférieur ; au Permien supérieur, elle fait place au genre *Voltzia,* qui persiste dans le Trias. Enfin, les Ginkgoacées apparaissent.

Chez les Invertébrés, les groupes d'Insectes du Carbonifère deviennent rares ; à la place, apparaissent de nouveaux groupes, variés et abondants, dont les Insectes à métamorphose complète.

Parmi les Vertébrés, les Amphibiens sont toujours des Stégocéphales ; les Rachitomes sont de grosses formes, chez qui l'adaptation à la vie continentale est maximale *(Eryops, Archegosaurus) ;* les Seymouriamorphes (Anthracosauriens) sont à la limite entre les Amphibiens et les Reptiles : crâne un peu déprimé, un seul condyle occipital (citons *Seymouria* du Permien inférieur du Texas). Les Reptiles se développent beaucoup. Les



C. Bevilacqua

▶ *Calice et pédoncule d'un Crinoïde* **(Encrinus liliiformis)** *du* **Trias moyen** *découvert dans le Würtemberg, Allemagne (Milan, musée d'Histoire naturelle).*

Anapsides ont un crâne dépourvu de fosses temporales; parmi eux, on peut citer les Cotylosauriens (*Diadectes* du Texas; *Paraieasaurus,* herbivore amphibie d'Afrique du Sud et du Texas); les Synapsides, de tendance mammalienne, ont une seule fosse temporale, tels les Pélycosauriens (*Dimetrodon,* carnivore du Texas; *Edaphosaurus,* herbivore du Texas); enfin, les Thérapsides apparaissent au Permien supérieur, principalement en Afrique du Sud et en U.R.S.S.

Durant le Permien, le climat est plus sec et plus varié qu'au cours des périodes précédentes. La fin de la période, qui clôt le Paléozoïque, est marquée par une émersion des continents à travers le monde; les mers peu profondes se retirent, et la réduction du plateau continental affectera profondément la faune.

Ère mésozoïque, ou Secondaire

Trias

L'ère secondaire correspond avec l'ère tertiaire au cycle alpin. Le Trias, qui se situe à la base du Mésozoïque, est l'époque la plus courte : il s'étend de — 225 millions à — 200 millions d'années. Il doit son nom au fait qu'il est constitué en Allemagne de *trois* formations (Bundstandstein, Muschelkalk et Keuper).

On a parlé de crise pour le Trias, et, de fait, une étude paléontologique montre de grandes différences avec la vie au Paléozoïque. Tous les groupes actuels sont représentés dans cette période, excepté les Angiospermes et les Oiseaux. C'est au Trias que vont apparaître les premiers Mammifères.

Domaine marin

On note l'importance des Algues calcaires : Dasycladacées, Gyroporelles et Diplopores (le calcaire à Diplopores, typique du Trias alpin, se retrouve dans le Muschelkalk).

La vie dans les mers est surtout marquée par la disparition de nombreux Invertébrés bien représentés au Permien : Fusulines, Blastoïdes, Trilobites; beaucoup d'autres groupes sont très fortement réduits : Ostracodes, Foraminifères, coraux, Brachiopodes, Échinodermes et Bryozoaires. Chez les Foraminifères, déjà désorganisés au Permien, deux familles s'éteignent (Endothyridae et Fusulinidae); d'autres apparaissent parmi les pluriloculines (Miliolidae et Ophthalmidiidae); enfin, d'autres explosent (Lagenidae). Parmi les Cœlentérés, les Tétracoralliaires et la plupart des Tabulés disparaissent; il y a apparition des Hexacoralliaires, qui forment quelques récifs, notamment la formation dolomitique du Trias moyen (association Algues-coraux). Les Brachiopodes connaissent aussi une période de crise au Trias moyen; deux familles émergent (les Rhynchonellacées et les Térébratulacées). Chez les Échinodermes, à côté de la disparition des Blastoïdes, on note l'apparition chez les Crinoïdes d'un ordre nouveau : les Articulata (*Encrinus liliiformis* du Muschelkalk). Parmi les Céphalopodes, ce sont les Cératites qui dominent; les Nautiloïdes s'éteignent, sauf *Cenoceras* et *Nautilus,* qui vit encore actuellement; c'est au Trias que le type ammonitique, avec cloison présentant des lobes et des selles, apparaît. A côté de ces groupes où les innovations sont nombreuses, d'autres résistent mieux : ce sont les Lamellibranches *(Daonella)* et les Gastéropodes (*Pleurotomaria* à sinus).

Chez les Invertébrés, on note, par rapport au Paléozoïque, de grandes variations dans les associations. Les Pélécypodes et les Gastéropodes remplacent les Brachiopodes; les Ammonites et les Bélemnites remplacent les Nautiles, et les Crustacés les Trilobites. Alors qu'au Paléozoïque les Trilobites et les Brachiopodes dominaient les mers, au Trias ce sont les Cératites (pour le Trias germanique) et les Ammonites (pour le Trias alpin).

Les Vertébrés aquatiques sont représentés principalement par les Poissons : les Sélaciens sont peu nombreux mais bien répandus partout; quelques Crossoptérygiens Actinistiens se réadaptent au milieu marin (avec transformation du poumon en vessie natatoire); les Holostéens se développent, alors que les Chondrostéens régressent. Les Amphibiens sont issus de Crossoptérygiens du Dévonien; au Trias, certains retournent à la vie aquatique. Il en est de même pour certains Reptiles : l'ère secondaire est l'ère de cette classe, dont l'importance est liée à sa grande variété : Ichthyosauriens, Mixosauriens, Sauroptérygiens (*Nothosaurus,* qui mène une vie amphibie).



I.G.D.A. - Bevilacqua

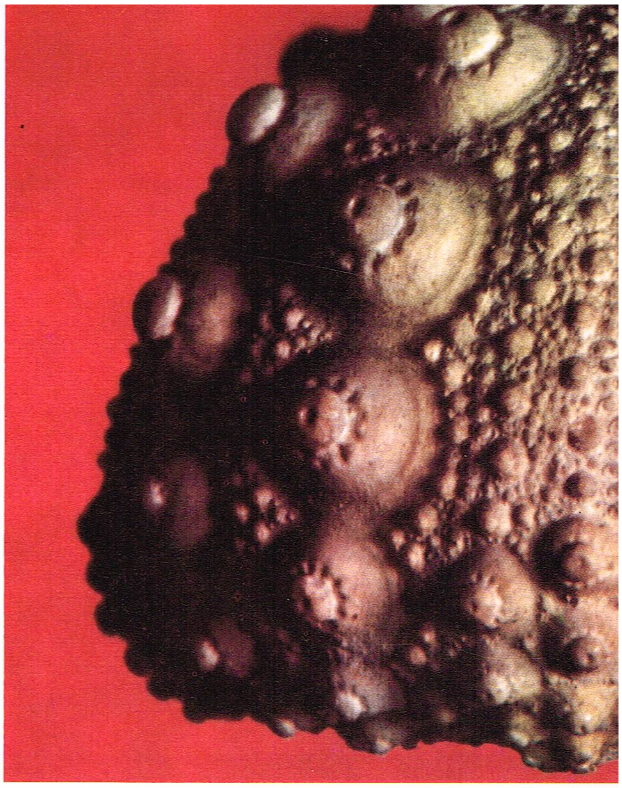
▲ ***Le Trias, époque la plus courte du Secondaire, voit de nombreux groupes disparaître, ou se réduire comme les Brachiopodes; ici, empreintes de* Tetractinella trigonella, *du Trias.***

Domaine continental

La vie sur terre est mal connue à cause de mauvaises conditions de conservation (milieu oxydant) et aussi des conditions de vie difficiles qui y régnaient (zone tropicale aride, réduction des terres émergées); il en résulte une pauvreté en fossiles terrestres. On note un appauvrissement de la flore terrestre : les Ptéridospermées et les Lycopodinées régressent; certaines flores sont remplacées : ainsi la flore à *Glossopteris* du Gondwana tend à être remplacée par celle à *Thinnfeldia* (Ptéridospermée). Par contre, les Gymnospermes sont en pleine expansion, en particulier les Ginkgoales, les Cycadales et les Bennettitales qui dominent au Trias supérieur; les Coniférales s'établissent avec *Voltzia* et *Araucarioxylon*. A la fin du Trias, les flores paraissent uniformisées sur tout le globe.

Parmi les Poissons d'eau douce, il reste des Dipneustes (genre *Ceratodus*); les requins ont abandonné le continent; certains Crossoptérygiens sont retournés à la mer. Les Reptiles dominent la vie terrestre, avec de nombreuses variétés issues de deux lignées cotylosauriennes du Permien; ces Reptiles sont soit herbivores, soit carnivores (Pseudosuchiens), de petite taille, puis de taille de plus en plus grande. Il y a apparition des Dinosauriens, représentés par des Sauripelviens Théropodes : ce sont des Carnivores bipèdes dont on a retrouvé des traces dans la vallée du Connecticut (États-Unis). A la fin du Trias, la suspension de la mâchoire se fait grâce à l'articulation dentaire articulaire (Ictidosauriens). C'est au Trias supérieur qu'apparaissent les premiers Mammifères (Docodontes), de petite taille. Cependant, la plupart des biotopes étant largement occupés par les Reptiles,





C. Bevilacqua

▲ *Ci-dessus, Ammonite fossile du* **Jurassique inférieur : Peranoceras subarmatus.** *Au centre, au* **Jurassique moyen,** *les formes marines se développent pour vivre des coraux; ainsi cet Échinide Régulier* **(Hemicidaris crenularis).**

▼ *Au Lias, l'importance des Brachiopodes, tel ce* **Prionorhynchia quinque plicata,** *diminue sensiblement.*

l'épanouissement des Mammifères ne pourra avoir lieu avant le Tertiaire.

La vie au Trias semble bien différente de celle des époques précédentes; cela est dû pour une part à des changements dans les conditions de vie (salinité des mers et augmentation de leur étendue, climat plus aride sur la Terre). Les espèces réagissent, soit en s'adaptant à partir de formes paléozoïques, soit par l'apparition de formes nouvelles. A cet égard, il est possible d'émettre l'idée d'une crise : celle-ci est effectivement perceptible dans chaque groupe. Cependant, il ne faut pas oublier que tout changement se prépare à l'avance et que l'évolution est continue, les formes apparues au Trias ayant leurs ancêtres au Paléozoïque. En tout état de cause, les renseignements apportés par la paléontologie, associés aux connaissances tectoniques et biogéographiques, nous amènent à établir une nette coupure entre le Permien et le Trias, coupure que l'on retrouve à l'échelle mondiale. Le Trias fait figure de début d'une ère nouvelle.

Jurassique

Le Jurassique s'étend sur une période allant de — 200 à — 140 millions d'années. En Europe, il correspond à un grand cycle sédimentaire débutant par une transgression au Lias et se terminant par une régression au Malm. Le Jurassique se divise en trois sous-étages : le Lias, le Jurassique moyen, ou Dogger, et le Jurassique supérieur, ou Malm.

Lias

Dans les mers, les Lamellibranches *(Cardinia, Opisoma, Gervilleioperna, Pachymytilus* et *Megalodus)* et les Gastéropodes sont de grande taille, ce qui témoigne de l'existence de conditions favorables à la sécrétion de coquilles. Les bancs d'huîtres apparaissent, et les gryphées peuplent les fonds vaseux. Les mers peu profondes facilitent le développement de prairies de Crinoïdes *(Pentacrinus, Balanocrinus, Millericrinus)*. L'importance des Brachiopodes devient faible; il ne reste plus que les Inarticulés et, parmi les Articulés, les *Spiriferina* (seul genre qui persiste chez les Spiriféridés), des *Rhynchonella* et des *Terebratula,* qui se rencontrent depuis les formations marines jusqu'aux formations lagunaires. Le climat chaud permet le développement d'une grande quantité de polypiers et d'Algues calcaires vivant dans les lagunes abritées (Afrique du Nord). D'autres lagunes, à fond sablo-vaseux taraudé par des Vers *(Chondrites),* permettaient des associations diverses à Ammonites, Crinoïdes et Ichthyosaures.

Sur terre, les Cryptogames vasculaires laissent la place aux Conifères, aux Ginkgoales, aux Cycadophytes (*Zamia, Podozamia,* etc.) et aux Fougères. Les grands Reptiles apparaissent avec les vrais Crocodiliens, les Ptérosauriens et les Stégosaures. Les Insectes sont fortement représentés au Lias, les Hyménoptères apparaissent et les Mécoptéroïdes se diversifient. Les Permochoristides disparaissent *(Liassophyla)*.

Jurassique moyen

C'est l'époque des récifs coralliens (Hexacoralliaires) à polypiers massifs vivant dans un climat chaud (plus grande surface tropicale) et dans une mer peu profonde, avec un apport terrigène très faible puisque ces polypiers demandent pour vivre une eau très claire. Cela montre que la mer n'a pas progressé sur les terres émergées et que l'érosion est peu importante. Toute la vie s'adapte aux récifs, et les formes marines se développent pour vivre des coraux : Ammonites (parkinsonies), Gastéropodes (nérinées), Brachiopodes, Échinides (Cidaridés et Hémicidaridés) et Lamellibranches fouisseurs (pholadomyes, pleuromyes).

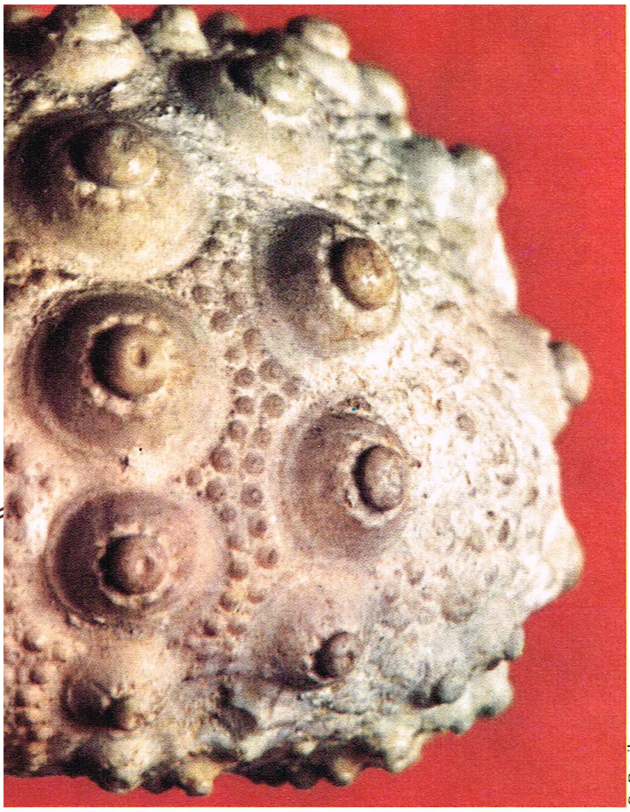
Par endroits, il se produit une légère transgression provoquant des lagunes saumâtres ou sursalées, où se développent des Lamellibranches (*Modiolus, Mytiloperna, Astrate,* etc.). Sur terre, les grands Dinosauriens Sauropodes amphibies vivent presque complètement immergés.

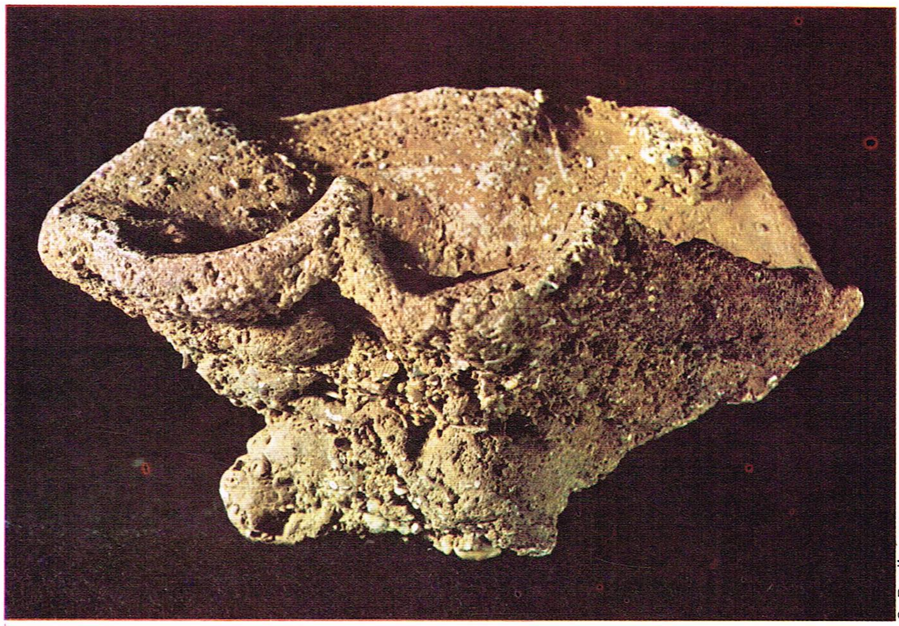
Jurassique supérieur

Dans les mers, se développent des faciès récifaux et subrécifaux. Les Ammonites se diversifient en deux



I.G.D.A. - Bevilacqua





C. Bevilacqua

C. Bevilacqua

zones : une zone mésogéenne (Oppélidés, *Waagenia*) et une zone boréale (Cardiocératidés, Périsphinctidés), avec une Bélemnite caractéristique *(Cylindroteuthis)*. On trouve aussi des Térébratulidés associés à des Ammonoïdés. Dans les régions mésogéennes, à la fin de la période, s'épanouissent des Infusoires (Tintinnoïdiens ou calpionelles). Les faciès saumâtres sont caractérisés par des Trigonies, des Characées, des Gastéropodes dulçaquicoles, et par l'apparition du genre *Unio*. Sur terre, dans les régions chaudes et humides les Cycadophytes et les Bennettitales (plantes à fleurs), associées à des Filicales et aux Conifères, connaissent un développement maximal. Les grands Sauropodes herbivores menant une vie amphibie *(Diplodocus, Brontosaurus, Brachiosaurus)* prennent un essor considérable, de même que les Reptiles carnivores *(Ornitholestes, Allosaurus)*. Dans les airs, apparaissent les premiers Oiseaux, qui ont toujours des caractères reptiliens *(Archaeopteryx)*. Les Insectes présentent encore une grande variété. Les Paléoptères s'appauvrissent, tandis que les Coléoptères se diversifient, et que les Plannipennes (Solenhopitilidae, Mesochrysopidae et Kalligrammatidae) se colorent et atteignent des tailles remarquables.

Crétacé

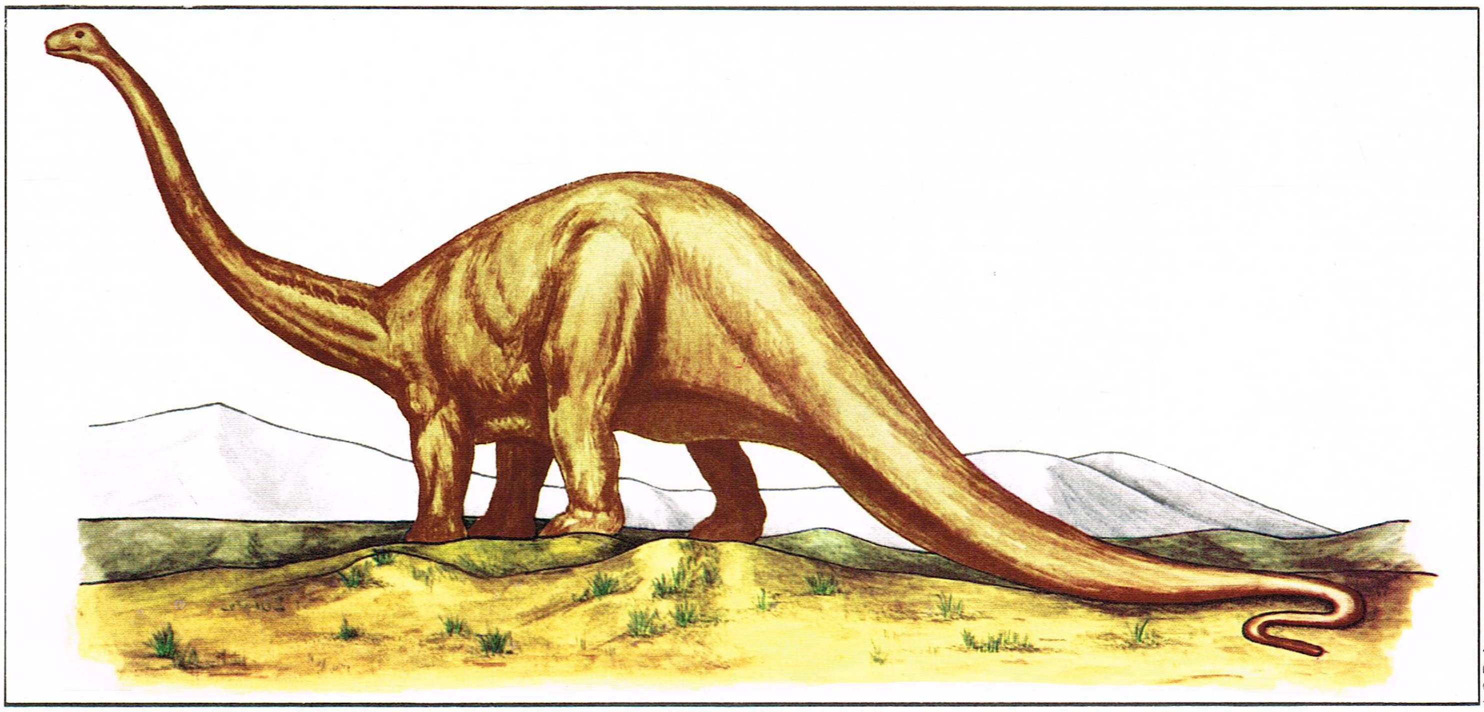
Le Crétacé est une période identique à la précédente (— 140 à — 65 millions d'années). On peut y distinguer trois sous-périodes : le Crétacé inférieur, le Crétacé moyen et le Crétacé supérieur.

Crétacé inférieur

Il y a refroidissement de la mer, diminution des récifs (organismes vivant dans les mers chaudes) et développement de formes nageuses : Poissons Téléostéens Physostomes (Cyprinidés, et anguilles), Ammonites *(Hoplites)*; les Bélemnites s'épanouissent. Les Céphalopodes (Ammonites et Bélemnites) se développent suivant deux zones : la zone boréale *(Polyptychites, Simbirskites, Cylindroteuthis)* et la zone mésogéenne *(Duvalia* et Ammonites déroulées : *Pulchellia,* ammonites à opercule très épais : *Aptychus)*. Sur les côtes, vivent en association des Ammonites de petite taille, des Bélemnites, des Nautiles *(Hadrocheilus)*, des Gastéropodes, des Nuculides et des Polypiers. On trouve aussi des faciès à Éponges *(Barroisia),* dont les salinités sont différentes de la normale. Les forêts de Crinoïdes disparaissent ; les Spatangidés (Échinides), qui se développent *(Heteraster* et *Toxaster),* vivent dans des milieux sableux avec les

▲ ***Une Éponge calcaire*** **(Raphidonema farringdonense)** ***du*** **Crétacé** ***(Grande-Bretagne).***

▼ ***C'est au*** **Jurassique supérieur** ***que les grands Sauropodes herbivores, tel ce*** **Diplodocus,** ***prennent un essor considérable.***



I.G.D.A.

plicatules et les exogyres (huîtres) ainsi qu'avec les pholadomyes (Lamellibranches). Dans les milieux saumâtres, vivent les *Panopea* (Lamellibranches). Chez les grands Foraminifères, se développent les Orbitolines. Sur terre, les Angiospermes Dicotylédones s'épanouissent (lauriers, figuiers, saules, etc.). Les serpents commencent à apparaître, et les iguanodons s'installent sur la terre. La vie des Mollusques se développe dans les lacs *(Viviparus, Unio, Cyrena)*.

Crétacé moyen

Certaines espèces changent de milieu, passant des lagunes aux récifs (actéonelles). Les Ammonites se déroulent de plus en plus et deviennent benthiques *(Heteroceras, Turrilites)*. Les récifs de coraux et de Rudistes (Caprinidés, Hippuritidés, Radiolitidés) évoluent. Les Orbitolines recouvrent une grande partie des régions où il y a un apport en matériaux détritiques. On retrouve encore des Ammonites et des Bélemnites, qui évoluent en donnant des seiches, des calmars, des spirules ainsi que des poulpes ; y sont associés des Crustacés Décapodes et des Poissons.

Sur la terre, s'étendent les Monocotylédones (Palmiers), et des Dicotylédones (tulipier, *Credneria*). Les Angiospermes deviennent les plantes dominantes (arbrisseaux) avec des plantes herbacées. L'évolution des grands Reptiles continue *(Elasmosaurus)* et ils deviennent de plus en plus grands.

Crétacé supérieur

Les Coccolithophoridés (Flagellés) prospèrent en mer ; ils sont associés aux Globigérines et aux *Globotruncana*. Sur les côtes, s'épanouissent des organismes benthiques tels que les spatangues *(Micraster, Holaster)*, les Éponges siliceuses, les inocérames et les huîtres (Lamellibranches), les Brachiopodes (térébratules, rhynchonelles). Dans la mer, vivent les Mosasaures, les Poissons, les Bélemnites, et les Ammonites qui deviennent de plus en plus rares et se déroulent de plus en plus *(Tissotia, Barroisiceras)*. Les Crinoïdes n'ont plus de pédoncule *(Marsupites, Uintacrinus)* et peuvent s'échouer sur des régions peu immergées. Dans ces régions vivent de nombreux bancs d'huîtres *(Ostrea)*, des Vertébrés marins amphibies ou ichthyophages (grands Poissons prédateurs atteignant 3 m de long), des Sauroptérygiens (*Elasmosaurus*, qui mesure 12 m de long), des Lépidosauriens pythonomorphes *(Mosasaurus, Platecarpus, Tylosaurus)*, des Reptiles volants et pêcheurs (*Pteranodon*, dont l'envergure est de 7 m) et des Oiseaux se nourrissant de Poissons *(Ichthyornis, Hesperornis)*. Les Rudistes et les Gastéropodes subrécifaux (nérinées, actéonelles) commencent à disparaître ainsi que les Orbitolines (Foraminifères), qui seront remplacés par les Orbitoïdes.

Sur terre, les Angiospermes s'installent définitivement et forment des forêts (magnolias, chênes, érables, hêtres, bouleaux, noyers, platanes, eucalyptus, lierres, etc.). Dans les régions marécageuses, où poussent des Fougères, des Conifères, des peupliers et des chênes, vivent de grands Reptiles herbivores (*Trachodon*, Cératopsidés) et des Carnivores *(Tyrannosaurus)*, et apparaissent les premiers Marsupiaux. Le Crétacé supérieur voit également l'apparition des premiers Mammifères Placentaires *(Zalambdalestes)*. Les Insectes sont malheureusement très mal connus car très peu de gîtes fossilifères de cette période en livrent des fossiles ; citons les Diptères et les Lépidoptères.

Pour conclure, on peut dire que ces deux périodes géologiques sont définies par les Angiospermes, les Reptiles, les Ammonites ainsi que les Coccolithophoridés.



A.C. Cooper

▶ ***Fossiles de* Scombroclupea, *genre de Poissons vivant au* Crétacé.**

Ère cénozoïque, ou Tertiaire

Le terme Tertiaire, ou Cénozoïque (*kainos* = récent), a été proposé par A. Brongniart en 1810 pour grouper tous les terrains plus récents que la craie. Ce n'est qu'en 1929 qu'on en a disjoint le Quaternaire. Le Cénozoïque a une durée totale de 65 millions d'années, dont 2 millions correspondent à la période quaternaire. L'ère tertiaire est donc la plus courte des ères géologiques.

Au point de vue structural, le Tertiaire ne représente que le complément du Secondaire : les deux ères couvrent ensemble le cycle orogénique alpin. Au cours du Tertiaire, on assiste à la mise en place des principales structures alpines et au commencement de leur destruction, d'où l'abondance des formations détritiques auxquelles s'ajoutent dans les aires stables des dépôts carbonatés.

La paléogéographie s'achemine vers la géographie actuelle ; l'Atlantique Nord s'ouvre complètement, tandis que l'Atlantique Sud continue à s'élargir ; ce n'est qu'au Pliocène que la Mésogée prend sa physionomie actuelle.

Au point de vue paléontologique, les animaux et les plantes préfigurent ceux du monde actuel. Mais on assiste à l'apparition et à la grande explosion des Monocotylédones, qui présentent pour les formations continentales du Tertiaire un intérêt stratigraphique comparable à celui des Reptiles pour l'ère secondaire. De même, cette ère a connu une véritable explosion des Mammifères, dont le rôle stratigraphique est également primordial. D'autre part, le Cénozoïque est l'époque de la disparition des grands Reptiles, des Ammonites, des Bélemnites et des Rudistes ; c'est là un net renouvellement de faciès avec l'abondance des dépôts coquilliers néritiques. Dans les bassins sédimentaires épicontinentaux, des nouvelles transgressions ont eu lieu après la grande régression du Crétacé supérieur.

Concernant la limite inférieure de l'ère tertiaire, le terme *Danien* a été créé en 1846 par E. Desor (au Danemark), en principe pour désigner des calcaires zoogènes riches en Bryozoaires qui surmontent la craie maestrichtienne à Faxoe ou Fakse (Danemark). On n'y rencontre plus ni Ammonites, ni Bélemnites, ni inocérames, ni *Globotruncana*, et les Échinides, les Bryozoaires et les Brachiopodes y sont plus près de ceux du Montien que du Maestrichtien. Enfin, c'est dans le Danien qu'apparaissent les premiers organismes planctoniques caractéristiques du Cénozoïque : Foraminifères *(Globotruncana danica)* et nanoplanctons *(Markaluis astroporus)*. Si la base du Danien correspond à la partie extrême supérieure du Crétacé, son sommet correspond d'ailleurs au Montien de Belgique, étage incontestablement tertiaire.

La limite supérieure du Tertiaire est largement discutable. Cependant, on se réfère surtout aux formations marines de la base du Calabrien, qui correspondent à une transgression caractérisée par l'apparition d'une faune froide : faune méditerranéenne quaternaire à *Arctica (= Cyprina) islandica* et à *Hyalina (= Anomalina) baltica*. Cette limite correspond à un âge radiométrique égal à 2 millions d'années.

Le Tertiaire est divisé en deux grandes périodes : le Paléogène et le Néogène.

Paléogène

Au début du Tertiaire, tous les grands groupes actuels du monde vivant sont représentés, à l'exception des Monocotylédones, qui s'épanouiront seulement à partir de l'Oligocène. Au cours du Paléocène, les Mammifères connaissent une première radiation, puis une deuxième au cours de l'Éocène; ils demeurent de petite taille, et il faudra attendre le Néogène pour que la chaîne alimentaire Monocotylédones-Herbivores-Carnivores atteigne son apogée.

La flore et la faune du Cénozoïque présentent un grand intérêt stratigraphique et paléontologique : Algues, Foraminifères, Bryozoaires et Ostracodes apportent de précieux renseignements sur la profondeur des eaux, l'agitation, la luminosité, la température, la salinité, etc.

De plus, le Tertiaire est appelé l'ère des coquilles. Parmi les Gastéropodes, les Cérithidés, par leur abondance et la préservation de leur test, sont un matériel de choix pour l'étude de la génétique des populations fossiles. Les Céphalopodes, très abondants au Mésozoïque, sont très rares et ne sont plus représentés que par le genre *Hercoglossa,* voisin des nautiles, et par les rostres des *Belosepia*. Avec les Mollusques, les formations néritiques livrent des Échinodermes, tels les genres *Echinolampas, Scutella* et *Clypeaster,* des Hexacoralliaires, des Bryozoaires et des Algues calcaires. Chez les Foraminifères, les groupes des Nummulitidés (nummulites, assilines) et des Orbitoïdés (orthophragmines, lépidocyclines) sont de bons fossiles pour établir des corrélations à grandes distances et des échelles caractéristiques; c'est en se basant sur celles-ci que l'on a pu établir, en particulier, la stratigraphie de l'Éocène des Alpes. Les géologues pétroliers ont attaché plus d'importance aux Foraminifères planctoniques et aux nanoplanctons qu'aux grands Foraminifères (nummulites, discocyclines, alvéolines), car les premiers ont une aire de répartition mondiale.

Les Insectes n'ont été préservés que dans des conditions exceptionnelles : dépôts de sources, comme les travertins d'âge Thanétien de Sézanne, au sud d'Épernay, ou l'ambre de la Baltique de l'Oligocène, etc. Les familles les mieux représentées sont les Hyménoptères, les Diptères et les Lépidoptères.

Dans la plupart des gisements à formations continentales, on rencontre en outre des débris végétaux (tiges, feuilles, fleurs et fruits), des restes d'Oiseaux, de Reptiles, d'Amphibiens et surtout de Poissons *(Vomeropsis tricerus, Eoplatax papilio, Ceratoichthys pinnatiformis)* [spécialement dans les calcaires schisteux finement lités du Monte Postale près de Bolca, Italie, où l'on trouve des dents et des otolithes de Poissons]. Des débris de téguments de tortues et de crocodiles, plus résistants que le squelette, ne sont pas rares non plus dans les formations néritiques ou lagunaires. Les dents de requins, dont la taille maximale est atteinte par celles de *Carcharodon* (15 cm), sont fréquentes dans les niveaux transgressifs. Les Poissons ont permis une bonne stratigraphie de l'Éocène de Belgique. Alors que les Reptiles survivants n'évoluent guère au cours du Tertiaire et s'acheminent vers la faune actuelle, tous les groupes d'Oiseaux sont représentés dès le Paléocène. A l'Éocène, vivent déjà la plupart des groupes actuels : des Ratites et des Carinates, dont les formes primitives étaient de grande taille, comme le *Gastornis* du bassin de Paris ou le *Diatryma* du Wyoming (États-Unis).

Au Paléocène, les principaux gisements de Mammifères se situent en Amérique du Nord et en Asie. Il n'y a pas encore de représentants des familles actuelles; toutes les formes sont de petite taille (inférieure à 50 cm). Les Multituberculés du Jurassique persistent avec *Neoplagiaulax* et disparaissent à l'Éocène. Au Paléocène, on rencontre des Marsupiaux voisins des sarigues et déjà une assez grande diversité de Placentaires, avec de petits Insectivores dans le Crétacé supérieur de Mongolie.

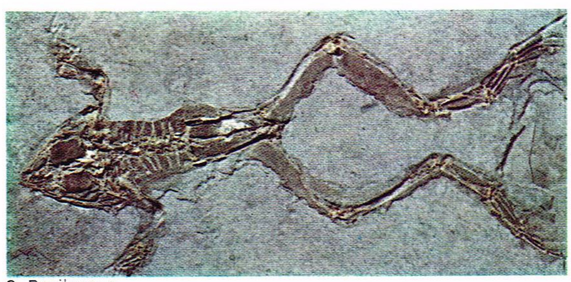
Voisin des Carnivores, *Arctocyon* possède un corps allongé de 45 cm, supporté par des membres courts et massifs, et terminé par une queue longue et épaisse à démarche plantigrade; cet animal, bon nageur, plus omnivore que carnivore, est un Condylarthre qui se distingue des vrais Carnivores par une carnassière indifférenciée et un encéphale plus petit et lisse.

Les ancêtres des Ongulés sont représentés par d'autres Condylarthres, comme *Phenacodus,* d'âge Paléocène à Éocène inférieur, de la taille d'un petit loup à grande queue, à denture sans diastème et aux molaires trituberculées, et *Pleuraspidotherium;* tous deux sont herbivores.



C. Bevilacqua

◀ *Plante fossile du* **Paléogène** *(Éocène moyen), provenant du gisement de Bolca (Vérone).*

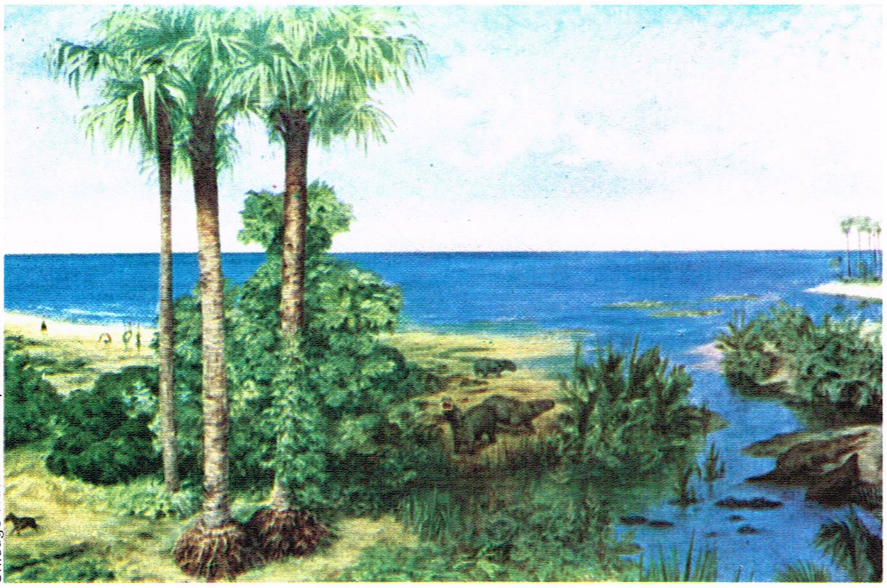


C. Bevilacqua

◀ *Fossile de* **Rana pueyoi,** *du* **Miocène supérieur** *(Libros, Espagne).*

Parmi les Lémuriens, ou Prosimiens, on peut citer *Plesiadapis,* de petite taille, ancêtre des Primates, à fortes griffes et à denture voisine de celle des Rongeurs. Les Amblypodes sont des formes lourdes à denture peu ou pas réduite, dont les molaires courtes présentent des crêtes. Les Dinocérates possèdent de curieuses excroissances céphaliques, plus développées d'ailleurs durant l'Éocène.

Le saut évolutif se situe entre le Thanétien et le Sparnacien. Avec l'extinction ou la régression des Amblypodes, des Condylarthres et des Créodontes, et l'apparition des Édentés, des Cétacés, des Siréniens, des Rongeurs, des Artiodactyles, des Périssodactyles, des Proboscidiens, des Pinnipèdes et des Fissipèdes, l'Éocène annonce vraiment la faune mammalienne actuelle. Il ne manque à cette faune que les Cervidés, les Giraffidés, les Bovidés et les Hominidés (au sens large), qui n'apparaissent qu'au Néogène. Les grands Ongulés caractéristiques de l'Éocène sont *Palaeotherium, Coryphodon* et *Lophiodon.* Les Marsupiaux y sont toujours représentés par les sarigues, le plus commun étant *Peratherium cuvieri.* Les Périssodactyles sont représentés par des Équidés des genres *Eohippus* et *Orohippus,* et des Paléothéridés, tels que *Palaeotherium;* les *Palaeotherium* vrais d'âge Éocène supérieur ont une denture complète rappelant celle des rhinocéros; on trouve aussi des tapirs, avec le genre *Lophiodon* (sans trompe) du Cuisien, des rhinocéros et des Titanothères; ce dernier groupe, caractérisé par des molaires à tubercules en V, débute par des formes sans protubérances céphaliques, lesquelles se développeront surtout à l'Oligocène. Les Lémuriens sont



Chicago Natural History Museum

fréquents, et les premiers tarsiers apparaissent. Les Carnivores comprennent encore des Créodontes *(Pterodon)* et des Miacidés, déjà très proches des Fissipèdes avec quelques Fissipèdes vrais, comme *Cynodictis* de l'Éocène supérieur. Les Condylarthres subsistent mais sont en voie de disparition. Les Dinocérates atteignent leur apogée. Enfin, les Rongeurs apparaissent : on observe les Simplicidentés à une seule paire d'incisives à la mâchoire supérieure mais pas encore les Duplicidentés.

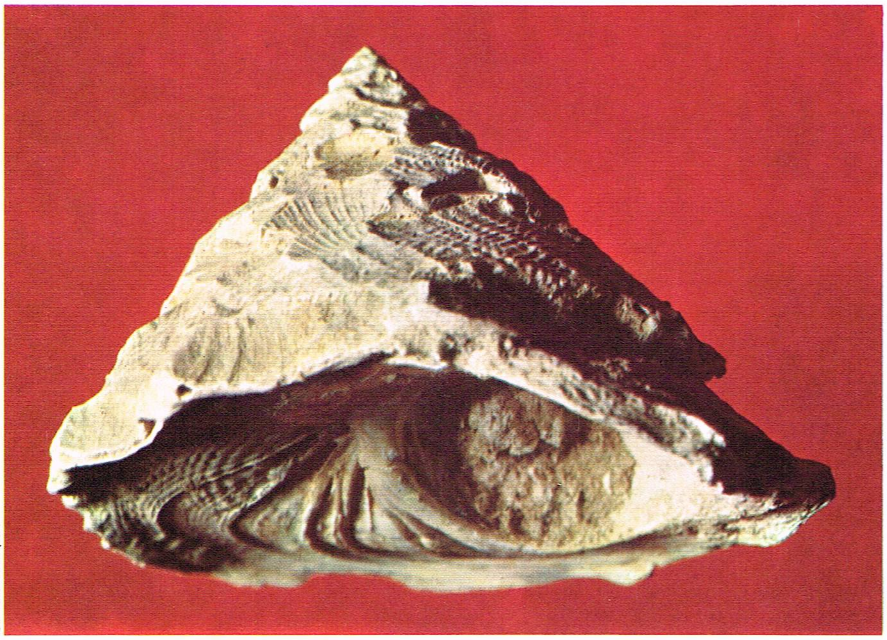
Un nouveau saut évolutif est marqué par la grande coupure oligocène. A l'Oligocène inférieur, les Périssodactyles de l'Éocène, avec le genre *Palaeotherium,* disparaissent, ainsi que les Prosimiens, tandis que d'autres groupes apparaissent ou se développent, tels les rhinocéros avec *Aceratherium,* les tapirs et les Artiodactyles, voisins des sangliers, aux fortes incisives et aux grandes canines. Les Équidés, avec les genres *Mesohippus* et *Miohippus,* continuent à augmenter de taille (jusqu'à 65 cm) en même temps qu'ils deviennent tridactyles. Les Proboscidiens, avec le genre *Palaeomastodon* trouvé au Fayoum en Égypte, montrent un développement des quatre défenses et de la trompe. Chez les Primates, un des premiers Simiens, *Propliopithecus* d'Égypte, est à l'origine du phylum menant aux gibbons.

Néogène

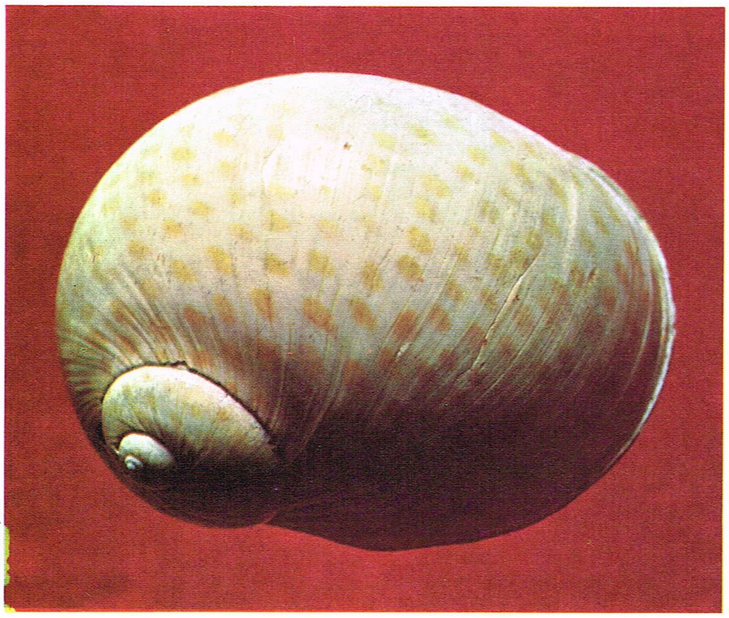
Au Néogène, comme au Paléogène, ce sont surtout les Mammifères et les micro-organismes qui apportent des précisions stratigraphiques. Parmi les Foraminifères du Miocène, on cite les Miogypsines (dernière famille du groupe des Orbitoïdidés).

Au Pliocène, les microfaunes sont très variées et très riches; les microflores (avec les pollens) prennent de plus en plus d'importance. Les autres groupes ont aussi une grande importance, en particulier dans les milieux néritiques, lagunaires et lacustres.

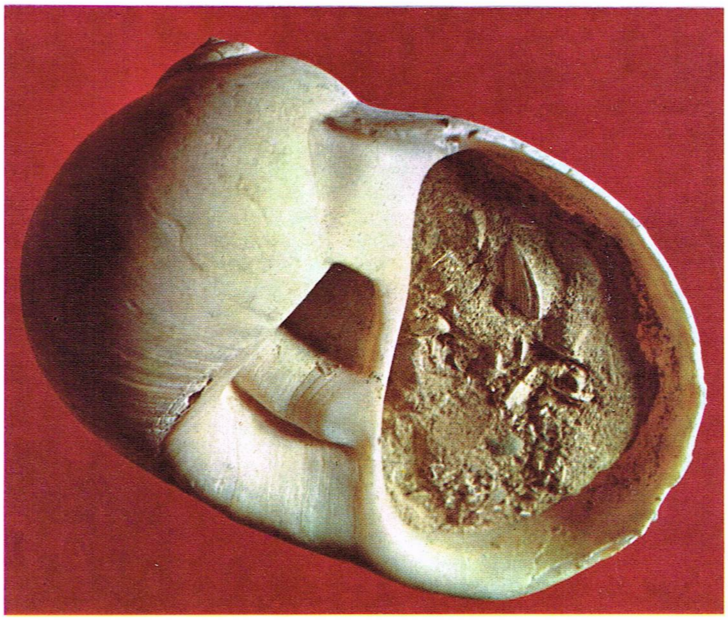
Les climats et la paléogéographie sont moins globaux qu'au cours des périodes précédentes, et le paléontologiste devient un paléoécologiste. Ainsi, on s'est aperçu que des associations de Mollusques vivaient dans des mers épicontinentales; dans les faluns de Touraine et du bassin du Rhône, on a mis en évidence une grande richesse de Mollusques, avec *Ostrea crassassima* (plus de 30 cm), *Murex turonensis* et *Cardita jouanneti.* Des Pectinidés, avec les genres *Pecten, Flabellipecten, Amussium* et *Chlamys,* ont permis d'établir une stratigraphie précise dans la vallée du Rhône. Les Bryozoaires aussi sont de bons indicateurs stratigraphiques et paléoécologiques, en particulier *Cyclostoma branchus.* Dans les formations néritiques, on trouve avec les Mollusques des Échinides de types Régulier et Irrégulier, tels que les *Echinolampas,* les clypéastres et les scutelles; seuls les *Echinolampas* et les clypéastres subsistent au Pliocène, et, au Quaternaire inférieur, on ne trouve plus



C. Bevilacqua



C. Bevilacqua



C. Bevilacqua

que les *Echinolampas* (Pléistocène). Un Céphalopode du groupe des Nautilidés, *Aturia aturi,* à spire très embrassante, se rencontre dans les faciès vaseux du Miocène. Les cérithes vivent dans les lagunes de l'Europe centrale et orientale, de même les congéries et les *Limnocardium.*

Au Pliocène, les lagunes sont remplacées par des lacs où évoluent les dreissènes. Parmi les bassins strictement lacustres, celui d'Œningen près du lac de Constance (Suisse) a livré dans la «molasse supérieure d'eau douce», datée déjà du Miocène supérieur, une flore très riche en formes : parmi celles-ci, on cite les genres *Sequoia, Taxodium, Cupressus,* etc., avec une profusion d'espèces à feuilles caduques de pays tempérés. La température devait être de 18 à 20 °C; il s'agissait d'un climat subtropical humide, semblable à celui régnant aux Açores aujourd'hui.

Au Pliocène, la température baisse à peu près partout à la surface du globe. En France, par exemple, la flore de Meximieux montre une diminution de température de 4 à 5 °C par rapport à celle d'Œningen.

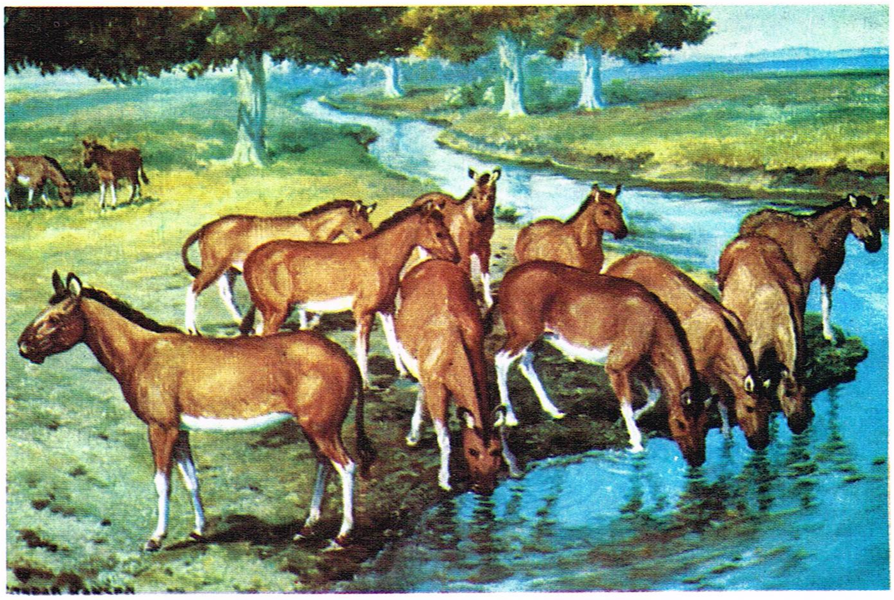
En même temps que les terres émergées se couvrent de prairies, les Mammifères (l'homme excepté) atteignent leur apogée. Ils achèvent donc leur croissance vers le gigantisme avant de connaître un lent déclin, qui s'amorce dès la fin du Pliocène pour s'accentuer au Quaternaire. La diversification et l'augmentation de taille des Proboscidiens sont remarquables : après les ébauches paléogènes *(Moeritherium,* puis *Palaeomastodon)* apparaissent successivement, au Miocène, les mastodontes à quatre défenses et les *Dinotherium* de taille gigantesque (5 m), aux incisives inférieures curieusement recourbées vers l'arrière, et, au Pliocène, les mastodontes à deux défenses de très grande taille et à trompe développée (stégodon et éléphant du Villafranchien).

L'orthogenèse des Équidés se poursuit; la taille augmente, les doigts latéraux s'atrophient peu à peu en même temps que les dents deviennent hypsodontes; citons : *Merychippus* au Miocène, *Hipparion,* sa forme dérivée émigrée en Europe au Miocène supérieur, puis, au Pliocène, *Pliohippus* de la taille d'un poney, à un seul doigt fonctionnel, et enfin les *Equus* du Pléistocène.

Parmi les groupes de Carnivores de fin de phylum à individus extrêmement spécialisés, les Félidés du Mio-Pliocène, tels que les genres *Machairodus* en Eurasie et *Smilodon* en Amérique du Nord, possédant de gigantesques canines supérieures, fournissent un bel exemple d'hypertélie. En plus, on rencontre de vrais Carnivores de type intermédiaire *(Amphicyon)* ainsi que des représentants des groupes actuels (chien et chat). Les Ruminants viennent remplacer les Artiodactyles primitifs du Paléogène; ils possèdent des cornes creuses (antilopes et bœufs) ou des cornes pleines, ou bois (cerfs et girafes). A la même époque, parmi les Suidés, on trouve des hippopotames et des porcs. Ces animaux sont précédés par les rhinocéros vrais, qui s'épanouissent au Pliocène avec *Rhinoceros megarhinus,* détenteur d'une seule corne.

Au Néogène, les quatre familles de singes (Anthropomorphes, Cynomorphes, Cébidés et Hapalidés) sont toutes représentées. Dans le Miocène de Sansan, on a trouvé des restes de squelettes de *Pliopithecus,* qui ne possède pas de queue. Le *Dryopithecus* de Saint-Gaudens est un Anthropomorphe; comme lui, l'*Oreopithecus* du Monte Bamboli (Italie) est sans queue. Dans le Pontien de Pikermi (Grèce), on a signalé *Mesopithecus pentilecus* qui possède une queue. Le singe du Pliocène *Semnopithecus* a été trouvé à Montpellier et à Val d'Arno (Italie); dans cette dernière localité, a également été signalée l'espèce *Aulaximus florentinus; Dolichopithecus* du Pliocène a été trouvé dans le Roussillon. Les singes ont été rapprochés de l'homme par certains de leurs caractères.

A la fin du Pliocène et au début du Quaternaire, une partie des grands Mammifères disparaît, tandis qu'apparaissent les genres *Leptobos* du Villafranchien inférieur, *Equus* et *Elephas,* et que va exploser le rameau des Hominidés. Certains caractères de ces derniers ont été annoncés au Miocène supérieur, mais ils s'épanouissent au Pliocène supérieur avec les Australopithèques, dont les ossements vieux de 3 à 4 millions d'années selon les estimations ont été découverts au voisinage du lac Rodolphe (Kenya) et dans la vallée de l'Omo (Éthiopie).



Turtox

▲ ***Un groupe de* Pliohippus, *ancêtres du cheval actuel, à un seul doigt fonctionnel* (Pliocène).**

Ère quaternaire

Le Quaternaire se présente essentiellement comme l'époque de l'apparition de l'Homme et des pulsations glaciaires. L'Homme actuel est le terme ultime des Hominidés, lesquels forment l'ensemble des Primates supérieurs. Ils sont représentés par les Australopithèques, les Archanthropiens, les Paléanthropiens, tous fossiles, et par les Néanthropiens fossiles et actuels. Un ensemble de dispositions anatomiques et morphologiques les caractérise : une attitude verticale de station érigée, un mode de déplacement bipède, permettant à la main de n'avoir qu'un rôle préhenseur, une mâchoire de volume modéré à dents de faible hauteur, une formule dentaire sous la prescription suivante : 2 I, 1 C, 2 PM, 3 M, et un cerveau très développé, avec une boîte crânienne volumineuse. Ce dernier caractère, fondamental, permet la manifestation de capacités nouvelles dues à l'intelligence élevée du sujet, à l'apparition de la pensée réfléchie, phénomène concomitant du processus de l'hominisation; un bon exemple est fourni par l'emploi d'outils, qui suppose une réflexion préalable à son usage.

L'acquisition de tous ces caractères au cours du temps a été progressive et s'est effectuée dans l'ordre suivant : dentition, bipédie et enfin cerveau de grande taille. Toutefois, on peut signaler que de nombreux caractères humanoïdes étaient déjà apparus dès le Miocène supérieur chez les Oréopithèques (l'*Oreopithecus* des lignites pontiens de Toscane ainsi qu'un squelette complet d'*Oreopithecus* du Monte Bamboli furent découverts par Hürzeler). Cet animal présente une face courte, un crâne élevé à bord antérieur assez droit, une denture hominienne avec de petites canines et des incisives verticales, sans diastème; il mesure de 1,10 à 1,20 m et se tenait probablement debout du fait de son bassin peu étroit. Cependant, ses bras, très allongés, servaient pour la brachiation, caractère faisant défaut chez l'homme, qui est caractérisé par la brièveté du bras et de l'avant-bras par rapport à la longueur du tronc. Ainsi, le Dryopithèque du Miocène de Saint-Gaudens et de Sansan montre un caractère humanoïde unique : l'aspect de la couronne de ses molaires inférieures.

On peut rattacher aux Hominidés fossiles le groupe formé par les Australopithèques. Ceux-ci apportent sur les conditions de déroulement du phénomène de l'hominisation de précieuses indications. En 1925, R.A. Dart décrivait, sous le nom d'*Australopithecus africanus,* une portion de crâne (appartenant à un jeune de six ans environ) trouvée près de Taung au nord de Kimberley (Botswana, Afrique du Sud), il s'agissait d'une tête osseuse incomplète avec une face bien conservée et un moulage endocrânien rendu visible par la disposition du revêtement osseux de la cavité cérébrale. Dart conclut que ce fossile, malgré son volume crânien faible et ses mâchoires robustes, représentait le chaînon tant cherché entre les Primates supérieurs et l'Homme, et cela d'autant

◀ ***Page ci-contre, en haut, paysage et animaux du* Paléogène : Hyracotherium *(en bas à gauche);* Odontopteryx *(Oiseaux près du rivage);* Coryphodon, *semblables à des hippopotames (au centre); et crocodiles (à droite). Au centre,* Xenophora crispa *du Miocène (Modène). En bas,* Natica tigrina, *du Pliocène, vue par ses deux faces.***

plus qu'il possède une dentition incontestablement humanoïde; ce point de vue a été soutenu par E. Smith, qui, en étudiant le moulage endocrânien, indiquait que la position du *sulcus lunatus* et l'extension du lobe pariétal constituaient des caractères humains. Par la suite, d'autres gisements ont été trouvés grâce aux travaux de Dart, Broom et Robinson. Le *Plesianthropus (= Australopithecus)* a été trouvé à Sterkfontein, et à Makapansgat (près de Prétoria), le *Paranthropus* à Kromdraai à faible distance de Sterkfontein, et à Swartkrans. Cette dernière localité a fourni aussi, dans une brèche plus récente que celle renfermant les Australopithèques, le genre *Telanthropus*.

Dans l'ensemble, ces Australopithèques sont de taille relativement petite et ont été adaptés à la station érigée ainsi qu'à la locomotion bipède. Leur volume endocrânien est faible : il mesure 500 à 550 cm^3; ils sont caractérisés aussi par un crâne bas à front fuyant et à bourrelet susorbitaire marqué, par une face prognathe à museau, un plan nucal horizontal (il est oblique chez les singes), une colonne vertébrale présentant des courbures compensatrices opposées, un bassin évasé avec l'ilion en forme de plaque (et non pas en forme d'une barre étirée comme chez les chimpanzés), la crête iliaque qui s'incurve (comme chez l'Homme) vers l'arrière avec un sacrum proche de l'acétabulum; antérieurement, les incisives sont verticales, les canines sont volumineuses et ne dépassent pas les autres dents; dans la région jugale, les prémolaires et les molaires sont puissantes.

Au point de vue chronologique, ont été datés du Villafranchien supérieur les Australopithèques de Taung, Sterkfontein et Makapansgat, c'est-à-dire le genre *Plesianthropus (= Australopithecus)*, qui représente une forme gracile *(A. africanus, A. transvaalensis, A. prometheus)*; ceux de Swartkrans et de Kromdraai sont un peu plus récents que les *Plesianthropus* : ce sont les *Paranthropus (P. robustus, P. crassidens, P. palaeojavanicus* qui a été considéré par la suite comme un *Pithecanthropus)*. La forme *Zinjanthropus*, trouvée par Leakey à Oldoway et près du lac Natron, représente une espèce à part d'Australopithèque à crête sagittale, à molaires énormes et à palais fortement bombé. Dans la couche où se trouve cette forme, on a trouvé des outils très frustes, des masses de frappes anguleuses comparables à la « pebble culture ».

On a aussi retrouvé les restes d'un autre Primate fossile, d'aspect beaucoup plus moderne, appelé *Homo habilis*, auteur de la « pebble culture »; des restes attribuables à cette forme moderne existeraient depuis un niveau datant de 1 850 millions d'années jusqu'à un niveau beaucoup plus récent datant de 375 000 ans. On se demande si toutes ces pièces osseuses trouvées à des profondeurs assez différentes appartiennent à une même espèce. Quoi qu'il en soit, cet *Homo habilis* avait les caractères suivants : le crâne dépourvu de crête sagittale, les mâchoires plus petites que celles des Australopithèques, le menton faisant défaut ou peu marqué, le crâne non rétréci en arrière des orbites et la face non encore concave, les molaires non élargies transversalement, les incisives assez grandes; la main ressemble à celle de l'Homme actuel, mais les os sont plus robustes; le crâne a un volume de 675 cm^3. Les auteurs ont inclus dans l'espèce *Homo habilis* le *Telanthropus* d'Afrique du Sud, d'abord considéré comme un Australopithèque, et le *Tchadanthropus*, découvert par Coppens au Tchad.

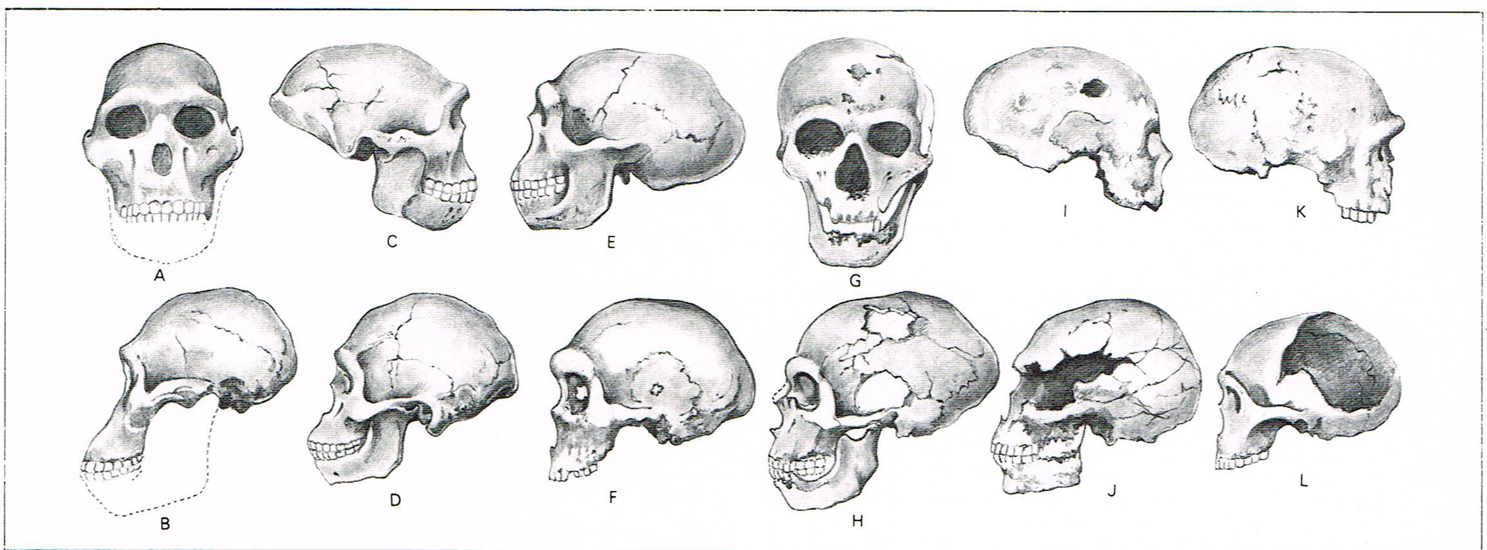
En conclusion, chez les Australopithèques, l'appareil dentaire a atteint un degré assez net de spécialisation et l'appareil locomoteur est en voie d'achèvement, alors que le cerveau paraît en retard dans son évolution.

Les Archanthropiens constituent le deuxième groupe principal des Hominidés fossiles : ils renferment le *Sinanthropus* de Chine et le *Pithecanthropus* de Java. Alors que les Australopithèques constituent la forme préhumaine, les Archanthropiens correspondent à la forme humaine vraie. Ils se distinguent des premiers par une morphologie plus évoluée et par l'acquisition d'une capacité crânienne supérieure (900 à 1 000 cm^3), donc d'un développement culturel supérieur qui se démontre par l'utilisation d'une industrie lithique (pierre taillée) et osseuse. Ainsi, à Choukoutien, près de Pékin, on a découvert une grotte en foyer avec des traces de l'utilisation du feu par les Sinanthropes. Le crâne, plat, est à bourrelet susorbitaire massif et à constriction postorbitaire marquée; le front est fuyant; les os du crâne sont épais; la mandibule et les dents sont robustes; les canines ne dépassent pas le niveau des autres dents; les os des membres sont comparables par leur forme et leurs proportions à ceux de l'*Homo sapiens* (station bipède bien réalisée). Les Pithécanthropes de Java sont : le *Pithecanthropus erectus*, trouvé dans les horizons du Trinil (Pléistocène moyen) et de Djetis, et le *Meganthropus (= Pithecanthropus) palaeojavanicus* (l'Homme géant paléojavanais). Le Sinanthrope de Chine est *Sinanthropus pekinensis*. Toutefois, dans la province d'Oran en Algérie, on a trouvé *Atlanthropus mauritanicus*. Dans la localité de Swartkrans en Afrique du Sud, on a découvert *Telanthropus capensis*. Toutes ces formes se trouvent dans des couches qui datent de 600 000 à 350 000 ans. Divers savants britanniques ont proposé de réunir tous les Pithécanthropiens dans une seule espèce, *Homo erectus*, laquelle serait une étape de l'évolution humaine faisant suite à l'*Homo habilis* et précédant l'*Homo sapiens*.

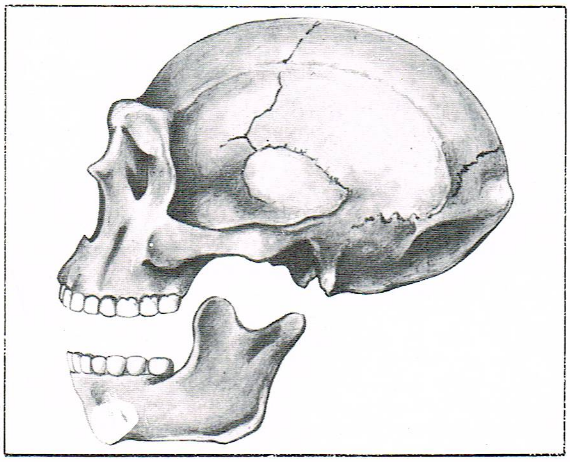
Le troisième et principal groupe des Hominidés est celui des Paléanthropiens, chez qui se dessinent des traits aboutissant au faciès particulier du Néandertalien classique (l'Homme de Néandertal trouvé près de Düsseldorf en Allemagne).

Les Hommes de Néandertal forment un groupe hétérogène, dont les caractères communs sont les suivants : une meilleure adaptation à la station droite (les membres antérieurs sont plus courts que les postérieurs, et la brièveté du pouce est à noter), un crâne très allongé, bas (218 mm de long, de 144 à 156 mm de large et de 118 à 131 mm de hauteur), avec un fort bourrelet susorbitaire, un encéphale volumineux (1 650 cm^3).

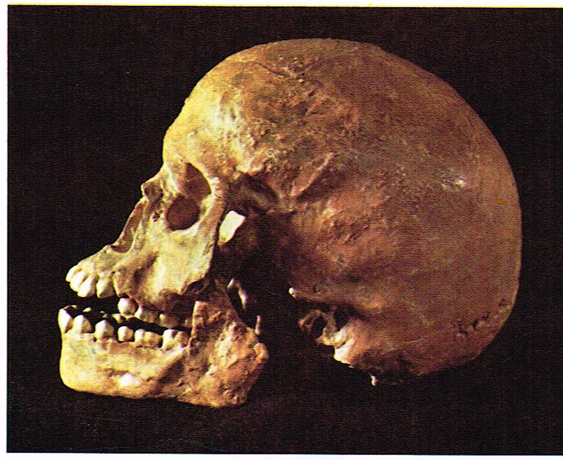
▼ ***Confrontation entre les crânes des Australopithèques, de l'Homme de Néandertal et des divers groupes d'Homo : A,*** **Australopithecus (Plesianthropus) transvaalensis** ***(Sterkfontein, Transvaal) de face; B, vu de profil; C,*** **Homo erectus** ***(IV)*** **modjokertensis** ***(Sagiran, Java); D,*** **Homo erectus soloensis** ***(Ngandong, Java); E,*** **Homo erectus pekinensis** ***(Chukut'ien, Chine); F,*** **Homo rhodesiensis** ***(Broken Hill, Afrique); G,*** **Homo neanderthalensis** ***(La Chapelle-aux-Saints, France) vu de face; H, vu de profil. I,*** **Homo neanderthalensis** ***(Saccopastore, Italie); J,*** **Homo neanderthalensis sapiens?** ***(mont Carmel, Palestine); K,*** **Homo (prae) sapiens** ***(Steinheim, Allemagne); L,*** **Homo (prae) sapiens** ***(Swanscombe, Angleterre).***



I.G.D.A.



I.G.D.A.



C. Bevilacqua

◀ *A gauche, crâne et mandibule d'une forme asiatique d'***Homo erectus (Phithecanthropus pekinensis)** *d'après une reconstitution de* **Weidenreich.**
*A droite, crâne de l'***Homme de Grimaldi.**

Ces formes ont une aire de répartition considérable : Espagne, Italie, Grèce, Maroc, Palestine, Irak et Java. Ils datent de la première partie du Pléistocène, ou Würm ancien, ou du Pléistocène moyen rapporté à 500 000 ans et se sont éteints il y a 35 000 ans. Certains pensent que l'Homme de Néandertal ne peut être un ancêtre de l'*Homo sapiens* et représenterait plus probablement un rameau latéral éteint. Enfin, le spécimen de Mauer (la mandibule de Mauer), trouvé près de Heidelberg et décrit sous le nom d'*Homo heidelbergensis,* a été considéré à part. Il est plus ancien, semble-t-il, que les autres Paléanthropiens, et d'une morphologie bien spéciale : dimensions remarquables, allure massive et robuste, largeur importante de la branche verticale de la mandibule et dents petites.

Le dernier groupe des Hominidés est celui des Néanthropiens.

Les Néanthropiens apparaissent depuis le Pléistocène supérieur, qui correspond à la période du Würm récent (35 000 ans) ; on les désigne aussi sous le nom de fossiles, ou Hommes du Paléolithique. Avec ces formes, les facultés intellectuelles indiquent que le cerveau a atteint le niveau évolutif important. Les caractéristiques sont : la face non saillante, la mâchoire de petite taille le crâne ovoïde et haut, la capacité cérébrale de 1 350 cm^3; toutefois, la bascule occipitale n'a pas encore atteint son plein épanouissement.

On peut citer la race de Cro-Magnon (trouvée aux Eyzies), de haute taille et dont le crâne rappelle parfois celui des Esquimaux actuels, la race de Grimaldi, de type négroïde, découverte dans la « grotte des enfants », en Italie, près de la frontière française, et l'Homme de Chancelade (près de Périgueux).

Apports de la paléontologie en tant que science de la vie et pour la stratigraphie

Le plus souvent, on considère que la paléontologie est tout simplement l'étude des fossiles en suivant la classification des êtres organisés (d'où la notion de systématique). Cependant ce n'est là qu'une partie essentiellement descriptive, faisant intervenir l'anatomie comparée et les notions évolutives. Une autre face de la paléontologie doit être approfondie, maintenant que de nombreux fossiles, dans tous les niveaux et de toutes les régions, sont connus. Cet aspect vise les problèmes généraux propres aux êtres organisés du passé, leurs associations diverses et leur évolution, c'est-à-dire la vie elle-même et ses enchaînements au cours des temps géologiques.

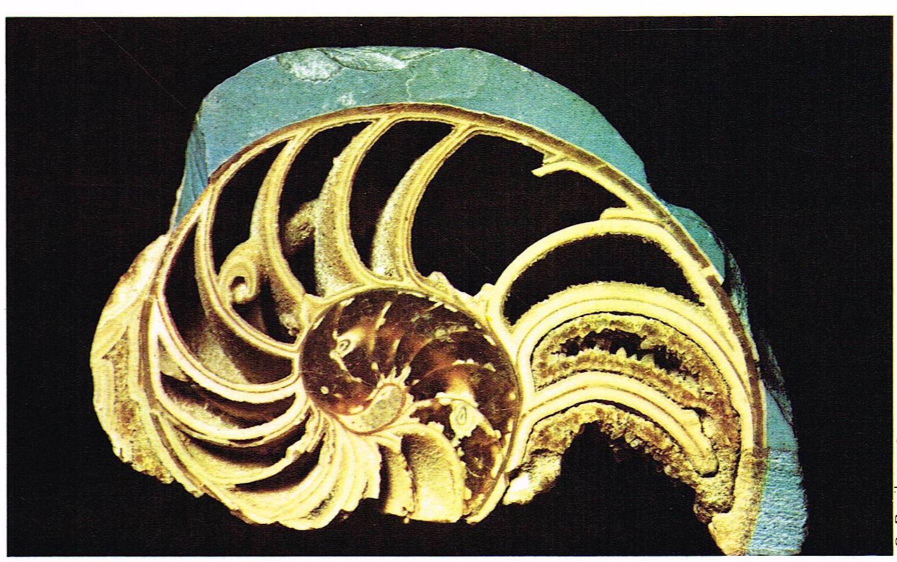
Les fossiles sont des organismes qui ont été vivants; ils nous permettent de reconstituer l'histoire de la vie. A cette fin, ils doivent alors être étudiés dans les moindres détails de leur anatomie, selon les méthodes classiques de l'anatomie comparée.

La méthode des sections sériées permet, en particulier, de reconstituer des modèles agrandis des fossiles étudiés (elle consiste à user le fossile suivant des sections parallèles souvent très rapprochées : 25 μ) ; elle a été appliquée avec succès à l'étude des Brachiopodes (pour déchiffrer la configuration de leur appareil brachial), à celle des appendices des Trilobites et surtout à celle des endocrânes de petites dimensions.

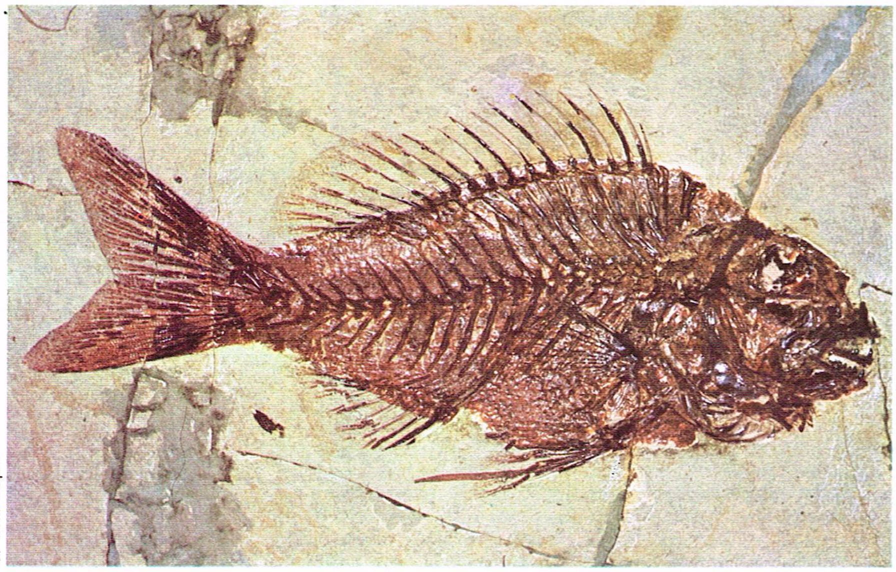
La paléontologie cherche aussi à comprendre la biologie des êtres disparus (d'où la notion de paléobiologie). Ainsi, les coprolithes et la denture permettent de connaître le régime alimentaire à quelques exceptions près. On peut même imaginer le mode de déplacement de certains groupes animaux disparus. Par exemple, par comparaison avec le nautile, qui se trouve vivant dans certaines des mers actuelles, et en admettant que seule la dernière loge était occupée par l'animal, on a pu déduire que les Ammonites nageaient en général avec l'orifice de la chambre d'habitation orienté vers le haut (interprétation proposée par Truemann). Toutefois, l'étude morphologique, anatomique et biologique des fossiles reste l'outil de travail qui nous permet essentiellement de reconstituer l'histoire de la vie, c'est-à-dire l'évolution proprement dite des êtres organisés. Il est ainsi possible de retrouver et de représenter la série de chaînons entre les différents groupes animaux et végétaux, implicitement et explicitement.

Les fossiles peuvent aussi nous donner des précisions concernant le milieu dans lequel ils ont vécu. Ils permettent de savoir si le sédiment qui les contient est d'origine marine ou d'eau douce : certains Invertébrés, tels que, par exemple, les Brachiopodes, les Céphalopodes, les Échinodermes, les Bryozoaires, etc., sont presque exclusivement marins. De plus, la répartition des fossiles selon les divers groupes zoologiques dans une formation géologique d'origine marine peut nous permettre de savoir si la faune est littorale, bathyale, ou abyssale ; ainsi, en se référant toujours au mode de vie des groupes actuels, les Foraminifères se répartissent de nos jours, selon la profondeur et la température, en zones distinctes de composition faunique différente. De

▼ *Fossile sectionné de* **Nautilus striatus (Jurassique inférieur,** *Angleterre***).** *Le genre* **Nautilus,** *encore vivant aujourd'hui dans certaines mers, permet à la paléontologie de comprendre la biologie de certains groupes disparus.*



C. Bevilacqua



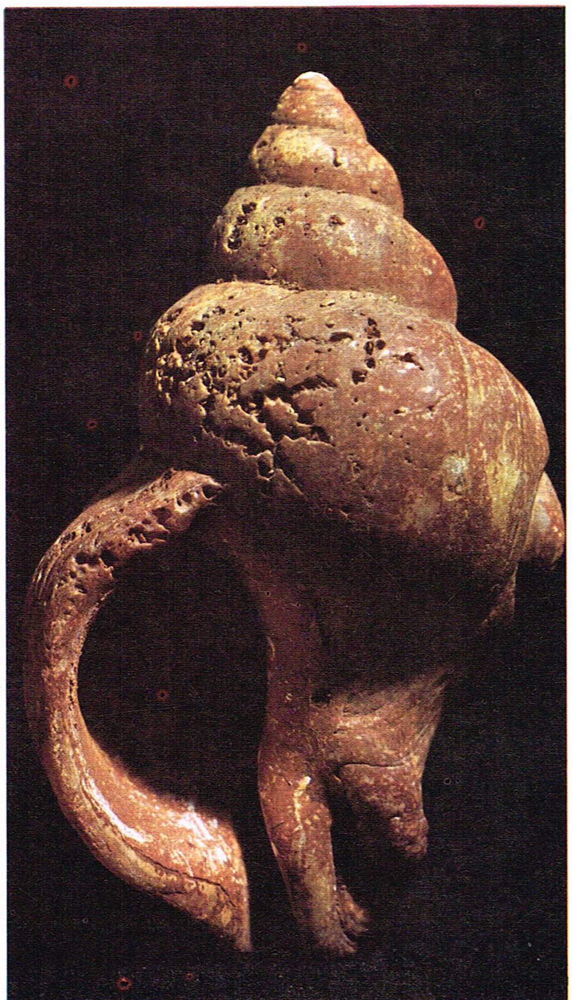
▲ **Pagellus centrodontos,** ***Sparidé fossile des mers chaudes et tempérées.***

ce point de vue, les fossiles sont des indicateurs de faciès. Ils nous renseignent également sur les conditions de climat qui prévalaient à l'époque de leur formation. Les Poissons de l'Éocène de Monte Bolca étaient surtout tropicaux et montrent que la température de la mer dans laquelle ils nageaient était plus élevée que celle de la Méditerranée actuelle ; de même, la flore du bassin de Paris au début du Tertiaire est une flore de pays chaud.

Mais les indications climatiques que les fossiles peuvent fournir sont parfois plus précises puisque, grâce à leur teneur en isotopes de l'oxygène, O^{16} et O^{18}, certaines coquilles peuvent nous permettre d'évaluer avec précision la température des mers dans lesquelles ont vécu les espèces auxquelles elles appartenaient. Cette méthode d'évaluation des paléotempératures est fondée sur le fait que la proportion des isotopes de l'oxygène dans la mer est actuellement fonction de la température. Les coquilles qui dans leur carbonate de calcium contiennent de l'oxygène présentent une proportion de O^{16} et O^{18} en relation avec celle de l'eau de mer dans laquelle elles vivaient.

Certains fossiles peuvent nous apporter des renseignements sédimentologiques intéressants. Ainsi, quand on recueille des fossiles, on peut parfois mettre en évidence l'orientation des individus, et celle-ci peut prouver l'existence d'un courant d'eau (par exemple, le cas des Cérithes et des Bélemnites) ; il faut cependant savoir si leur assemblage est originel ou dû à un groupement mécanique secondaire. Les relations d'un organisme avec son milieu impliquent déjà une reconstitution partielle de son mode de vie.

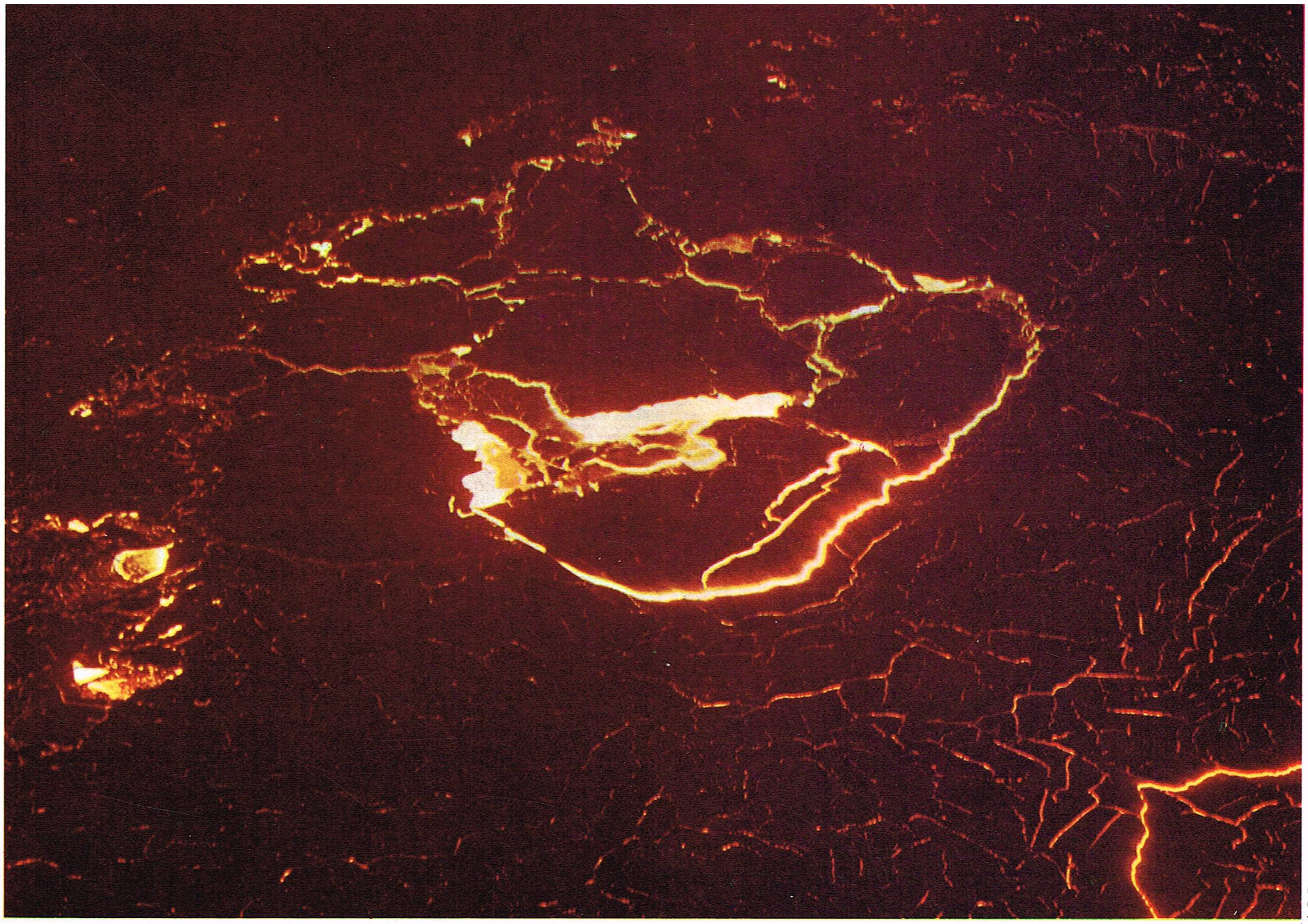
D'autre part, historiquement, la stratigraphie et la paléontologie ont toujours été étroitement liées et leurs progrès se sont poursuivis conjointement. Cependant, ce rapport est par essence encore plus profond, issu de la nécessité et non simplement fortuit. D'un côté, le matériel est pour une large part le même, et, d'autre part, la dimension temps leur est commune. Les fossiles sont utilisés par les géologues pour dater les couches de terrains, ils servent donc de repères stratigraphiques. Ce sont, d'ailleurs, les associations de fossiles qui sont en général caractéristiques d'un niveau géologique, plutôt que telle ou telle espèce de fossile considérée isolément. Les exemples à cet égard abondent ; citons l'utilisation des Céphalopodes, et les zones définies grâce à ces fossiles (cas du Dévonien rhénan et marocain, avec les goniatites et les clyménies). Dans le Lias de Wurtemberg (à Ammonites), les zones définies ont été l'objet de discussions nombreuses entre les chercheurs, qui attribuent plus ou moins d'importance à telle ou telle espèce.



▶ **Chrysodomus contrarius,** ***Gastéropode indicateur de climat chaud du*** **Pliocène.**

BIBLIOGRAPHIE

AGER D.V., *Principles of Paleoecology,* Mc Graw-Hill, 1963. - AUBOIN J. & Al., *Précis de géologie,* Doin éd., 1967. - BASSE DE MENORVAL E., *les Fossiles,* P.U.F. « Que sais-je », 1963. - BRADLEY S., *Environmental Parameters for the Origin of Life* in *Proc. geol. assoc. G.B.,* vol. n° 82, pp. 87-135, 1971. - CHALLINOR J., *A Dictionary of Geology,* Univ. Wales Press, 1964. - CRIMES T.P. & HARPER J.C., *Trace Fossils,* Seel House Press, Liverpool, 1970. - DEFLANDRE G., *la Vie créatrice de roches,* P.U.F. « Que sais-je », 1941. - ECHLIN P., *Photosynthesis Organisms* in *Adv. geochem.,* p. 523-537, 1972. - EFREMOV J.A., *Taphonomie et annales géologiques* in *Trav. Inst. Paléont. Acad. Sci. U.R.S.S.,* vol. 24, n° 1, 1950. - GIGNOUX M., *Géologie stratigraphique,* Masson éd., 1963. - GRASSÉ P.-P., *Traité de zoologie,* Masson éd., 1949. - LEHMAN U., *Paläontologisches Wörterbuch,* Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1964. - MOORE R.C., *Treatise on Invertebrate Paleontology,* Geol. Soc. America & Univ. Kansas Press, 1953-1955. - MORET L., *Manuel de paléontologie animale,* Masson éd., 1966. - MORET L., *Manuel de paléontologie végétale,* Masson éd., 1964. - NEUMANN M., *Manuel de micropaléontologie des Foraminifères,* Gauthier-Villars éd., 1967. - OPARIN A.I., *l'Origine de la vie sur terre,* Masson éd., 1965. - PIVETEAU J., *Traité de paléontologie,* Masson éd., 1952. - POMEROL C. et FOUET R., *les Roches sédimentaires,* P.U.F. « Que sais-je », 1965. - PONS A., *le Pollen,* P.U.F. « Que sais-je », 1970. - RAGUIN E., *Géologie des gîtes minéraux,* Masson éd. - ROGER J., *Paléontologie générale,* Masson éd., 1974. - RUTTEN M.G., *The Origin of Life by Natural Causes,* Elsevier, 1971. - TERMIER H. & G., *Histoire géologique de la biosphère,* Masson éd., 1952. - *Paléontologie stratigraphique,* Masson éd., 1960. - *Évolution et biocinèse,* Masson éd., 1968. - THENIUS E., *Versteinerte Urkunden,* Springer-Verlag, 1972. - THEOBALD N. & GAMA A., *Paléontologie. Éléments de paléobiologie,* Doin éd., 1969. - ZITTEL K.A., *Traité de paléontologie,* 1883.



I.C.P.

▲ *Le cratère du Kilauea Iki (Hawaii) rempli de lave provenant d'une fissure éruptive ouverte en son voisinage au mois de mars 1965. Le lac de lave ainsi formé montre dans des déchirures de sa croûte la lave fluide incandescente.*

PHÉNOMÈNES ET ROCHES IGNÉS

Le magmatisme

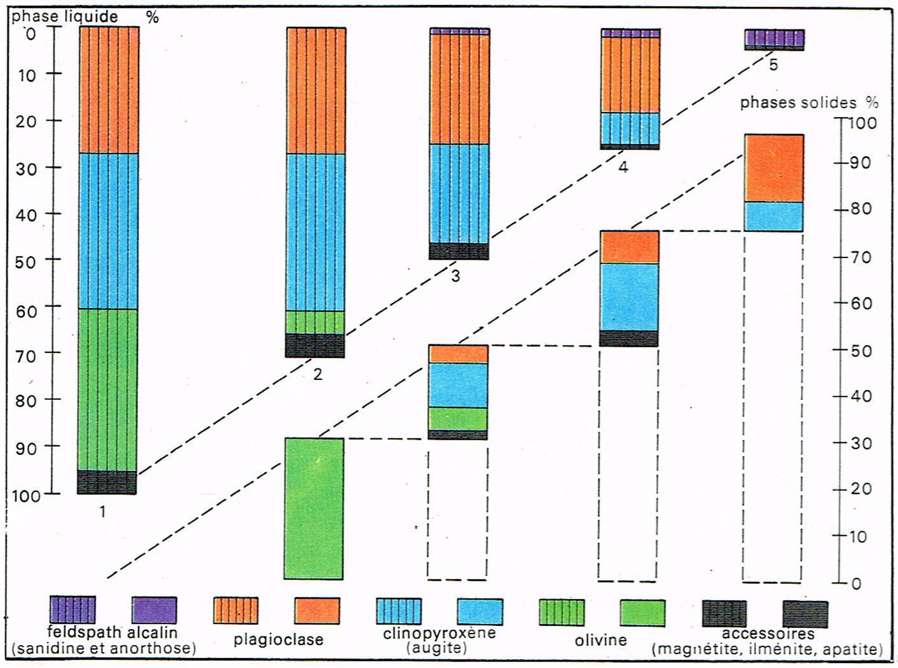
On désigne par *magmatisme* l'ensemble des caractères et des propriétés physiques et chimiques des magmas. Le *magma* (du grec μάγμα = mélange) est une quantité de matière incandescente, complètement ou partiellement fondue, que l'on trouve dans ou sous l'écorce terrestre et qui est essentiellement formée par plusieurs types de silicates, par de petites quantités de gaz (éléments volatils, comme la vapeur d'eau, l'anhydride carbonique, l'hydrogène, l'hydrogène sulfuré [H_2S], l'acide chlorhydrique, etc.). Les proportions entre tous ces composants varient dans des limites assez larges, et permettent une classification en plusieurs types de magmas. (On distingue ainsi en fonction des teneurs en silice les *magmas acides* [$SiO_2 > 60$ %] et les *magmas basiques* [$SiO_2 < 55$ %].)

Si les conditions tectoniques de la croûte terrestre sont favorables, les magmas, grâce à leur mobilité, peuvent monter et s'épancher à la surface de la Terre sous formes de laves et de gaz volcaniques. L'ensemble des phénomènes liés à la montée et à l'épanchement des magmas est appelé *volcanisme ;* les phénomènes intratelluriques sont regroupés sous le terme de *plutonisme*.

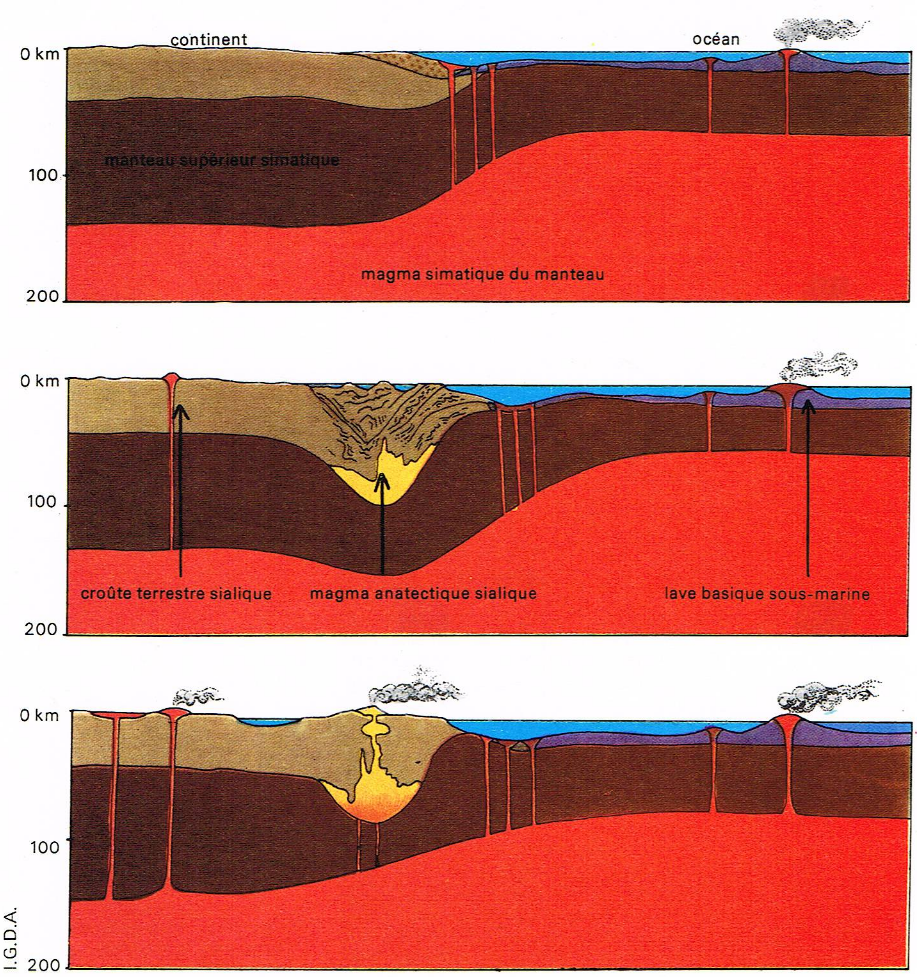
Les laves fondues, en se refroidissant, se consolident en *roches volcaniques*. Si les magmas se refroidissent au sein de la croûte terrestre, ils cristallisent complètement et forment des *roches plutoniques*. Mais il faut remarquer que certaines roches holocristallines, très semblables aux plutons magmatiques, peuvent se former aussi à la suite de processus métamorphiques. En effet, pendant l'orogenèse se développent dans les parties profondes de l'écorce terrestre des pressions et des températures relativement hautes ; ainsi, les roches préexistantes, imbibées de solutions pegmatitiques, acquièrent les propriétés d'un *migma* et recristallisent sans passer par un état fondu, donnant naissance à des plutons d'origine ultramétamorphique, que l'on appelle *métaplutons* (migmatites) pour les distinguer des *orthoplutons,* ou magmas vrais. Les métaplutons (migmatites), plus répandus, ont une composition granitique ou dioritique ; le processus de recristallisation ultramétamorphique qui leur donne naissance prend le nom de *granitisation*. Avec l'accroissement de la température, le migma est fondu et devient progressivement un magma de composition analogue à celle du migma. La distinction entre ortho- et métapluton, souvent difficile, fait l'objet de discussions. Il convient donc de nommer les différents types de magmas à partir des noms des roches volcaniques correspondantes qui sont certainement d'origine magmatique et non à partir de ceux des plutons, dont l'origine est plus incertaine.

La composition chimique des roches volcaniques est identique à celle de la partie non volatile des magmas et les caractérise avec une précision assez bonne du point de vue chimique. Les propriétés physiques des magmas dépendent en partie de leur composition chimique, mais surtout de la température, de la pression et de la teneur en éléments volatils. La viscosité des magmas acides est plus grande que celle des magmas basiques, mais dans les deux cas elle augmente de manière exponentielle avec la pression et diminue exponentiellement avec la température.

Un magma, étant toujours un mélange de plusieurs substances, n'a pas un point de fusion mais un domaine de températures de fusion. Si la température est plus élevée que la limite supérieure de ce domaine, le magma est complètement fondu : il est alors en surfusion. Dans le domaine de fusion, au contraire, il contient des cristaux intratelluriques (phénocristaux). En ce qui concerne l'état physique d'un magma par rapport aux éléments volatils, on peut distinguer trois cas : *hypomagma* si la pression extérieure est plus élevée que la tension de vapeur, les gaz restant ainsi dissous et leurs molécules étant dispersées dans la masse fondue ; *pyromagma* si la pression extérieure est inférieure à la tension de vapeur, auquel cas il existe une phase gazeuse sous forme de petites bulles (magma mousseux) ; *épimagma* si, à la surface de la colonne magmatique, les gaz se sont libérés en majeure partie dans l'atmosphère par suite de la pression extérieure très faible ; l'épimagma venu à la surface est aussi appelé *lave*.



▲ ***Représentation schématique d'une* différenciation gravitative *:***
1, magma parent océanique; 2, magma de type basalte à olivine provenant du précédent par suite de la séparation de 30 % d'olivine; 3, basalte dérivant du précédent par séparation de cristaux d'olivine, d'augite, de plagioclase et de minéraux accessoires; 4, magma latitique-andésitique dérivant du précédent par séparation des cristaux d'augite, de plagioclase et accessoires; 5, magma sodi-trachytique résultant du précédent par séparation de plagioclases et d'augite. Les colonnes inférieures en tiretés représentent la somme des cristaux séparés précédemment. Les couleurs sans traits représentent les minéraux cristallisés dans le magma, les couleurs avec traits les minéraux virtuels.



L'ascension des magmas

Le mécanisme de montée des magmas dépend, en plus de leurs propriétés physiques intrinsèques (densité, viscosité, tension de vapeur), des conditions tectoniques et de la nature des formations rocheuses qu'ils doivent traverser.

Les magmas acides sont en général très visqueux et plus légers que les roches traversées. Ils ont donc un pouvoir ascensionnel propre, correspondant à la poussée d'Archimède, qui les rend capables de s'introduire à travers les formations de la croûte terrestre et de soulever les couches sus-jacentes. Ainsi prennent naissance les *bassins magmatiques,* qui, dans les zones orogéniques, peuvent atteindre des dimensions très importantes. A partir de ces régions montent vers la surface des masses qui soulèvent les roches sus-jacentes, les soumettant à des tensions si importantes qu'elles provoquent des fractures et s'y injectent pour arriver à la surface. C'est ainsi que prend naissance le volcanisme explosif avec ses éruptions ignimbritiques et ses éruptions centrales qui construisent les volcans formés essentiellement de matériel pyroclastique.

A l'opposé des magmas acides, les magmas basiques ont une densité plus élevée que les roches encaissantes. Ils seraient donc incapables de monter vers la surface, si les tensions tectoniques ne se traduisaient pas par des fractures très profondes qui favorisent leur ascension. De telles fractures sont responsables d'une très forte dépression qui agit sur le magma par une brusque chute de viscosité; c'est ainsi que le magma plus fluide pénètre dans les cassures. La phase gazeuse se sépare dans la partie plus élevée de la masse magmatique; cela revient à dire que l'*hypomagma* se transforme en *épimagma* bulleux. Ce dernier, étant très léger, acquiert la poussée d'Archimède nécessaire pour monter en surface. La différence, dans les mécanismes d'ascension, des magmas acides et basiques se traduit par une grande extension latérale des bassins magmatiques acides, tandis que les bassins basiques se limitent plutôt au remplissage de fractures.

La différenciation magmatique

Par différenciation magmatique, on désigne le processus qui aboutit à la formation d'un magma ayant une composition chimique différente de celle du *magma originel,* ou *magma primaire.* Nous aborderons ici les grandes lignes de l'étude de cette différenciation, sur laquelle nous reviendrons ultérieurement.

La différenciation gravitative

Si un magma se refroidit lentement, il y a une ségrégation des cristaux dont la composition chimique est différente de celle du magma. Il s'ensuit que le bain fondu change continuellement de composition. Par exemple, dans un magma de type basalte à olivine, au cours du refroidissement se forment d'abord des cristaux d'olivine $(Mg,Fe)_2SiO_4$. Ils sont plus lourds que le bain fondu et tendent donc à descendre; en même temps, ils appauvrissent le magma en magnésium, en fer et relativement peu en silice. En conséquence, le bain fondu résiduel du magma parent, de type basalte à olivine, s'enrichit de manière passive en silice, aluminium, calcium et alcalins, et devient ainsi un magma basaltique. Si la cristallisation continue, il se forme des cristaux de pyroxènes $(Mg,Fe)SiO_3$ et $Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$ et, presque en même temps, des plagioclases qui à leur tour peuvent précipiter vers le fond du magma; ainsi, le bain fondu résiduel change une nouvelle fois de composition et forme, dans les parties plus élevées de la chambre, un magma qui est trachy-andésitique au début, puis trachytique. La séparation des cristaux relativement lourds produit de nouveaux magmas *différenciés* qui, dans certaines conditions, peuvent s'épancher en surface et former des roches *volcaniques comagmatiques.*

La différenciation pneumatolytique

Dans le pyromagma peu visqueux, les bulles, formées essentiellement de vapeur d'eau et de CO_2, migrent vers le haut et transportent en solution gazeuse certaines *substances pneumatophiles,* parmi lesquelles les plus importantes sont des composés de sodium, de fer, de titane et de phosphore. La solubilité de ces composés dans les gaz magmatiques diminue avec la pression. Donc, si les bulles arrivent dans la partie haute de la



O. Geddo

◀ *Un exemple de fumerolle : les meilleures conditions pour avoir une* **différenciation pneumatolytique** *sont réunies lorsque dans le volcan se manifeste une faible activité fumerollienne.*

◀ *Page ci-contre, représentation schématique des relations entre le volcanisme et la tectonique (orogenèse).* **En haut, formation d'un géosynclinal :** *en bordure du continent, par suite de déplacements du magma profond dirigés vers le continent, la croûte terrestre soumise à des tensions s'abaisse (géosynclinal) ; le long de fractures abyssales (profondes), le magma basaltique (sima) monte vers la surface. On a ainsi un volcanisme géosynclinal. La croûte océanique peut aussi être traversée par des fractures qui permettent au magma basaltique de s'épancher sous les océans et de former des couvertures de hyaloclastites et de coulées, construisant des volcans en boucliers (Hawaii).* **Au centre, la tectogenèse :** *dans l'orogenèse, la croûte terrestre entraînée en profondeur est comprimée et plissée ; par suite de l'augmentation de pression et de température, les roches sont métamorphisées et partiellement fondues. Les magmas acides anatectiques prennent ainsi naissance.* **En bas, l'orogenèse :** *pour rétablir l'équilibre isostatique, la chaîne de montagnes est soulevée ; les magmas anatectiques légers montent jusqu'à la surface et provoquent un volcanisme orogénique explosif.*

cheminée où la pression est plus faible, elles cèdent une partie des substances dissoutes au magma, qui change ainsi sa composition chimique. Ce processus, désigné par le terme de *transfert gazeux* (*gazeous transfer,* C.N. Fenner), a pour conséquence une différenciation pneumatolytique du magma, lequel est enrichi en éléments pneumatophiles dans ses parties hautes et appauvri dans les parties basses. Ainsi, par suite d'un tel phénomène, un magma parent de type basalte à olivine acquiert vers le bas une composition basaltique sans olivine, tandis que vers le haut le magma devient téphrytique. Souvent les deux processus de différenciation se superposent et donnent d'autres types de magmas différenciés. Par exemple, un magma parent de type basalte à olivine, par différenciation gravitative, devrait donner en dernier terme un magma trachytique, tandis que, par la superposition de la différenciation pneumatolytique, on aura un magma de type phonolitique.

Les conditions favorables à la différenciation

Dans un bain fondu, la vitesse de chute des cristaux et celle de l'ascension des bulles de gaz sont inversement proportionnelles à sa viscosité. Il s'ensuit que les processus de différenciation ne se développent facilement que dans les magmas fluides et sont difficiles dans les magmas visqueux, voire impossibles dans les bains fondus très visqueux. La vitesse des magmas ainsi que celles de leur ascension et des mouvements de convection sont des facteurs importants du phénomène de différenciation.

Une expérience très simple met en relief l'action de ces mouvements : si deux verres sont remplis le premier avec de l'eau trouble, le second avec de l'eau gazeuse, et si on les laisse ainsi, dans le premier les particules en suspension se déposent peu à peu sur le fond et l'eau devient de plus en plus claire, tandis que dans le second on n'observe aucun changement. Lorsqu'on agite le contenu des deux verres avec un objet quelconque, dans le premier la sédimentation sera arrêtée, tandis que dans le second les bulles de gaz monteront vers la surface. Le même phénomène se passe pour les magmas : les mouvements du bain fondu sont un obstacle pour la différenciation gravitative ; par contre, ils favorisent la différenciation pneumatolytique, le calme produisant l'effet opposé.

La stagnation du magma dans la croûte terrestre ou son ascension très lente sont des facteurs favorables à la différenciation gravitative, tandis que les mouvements de convection la rendent difficile.

Les meilleures conditions pour avoir une différenciation pneumatolytique sont réunies lorsque dans le volcan se manifeste une faible activité fumerollienne, qui maintient dans le magma une lente convection biphasée. Si celle-ci devient trop importante par suite de l'ouverture de la cheminée, on n'aura pas une différenciation pneumatolytique efficace, car les gaz se libéreront rapidement dans l'air avec presque tous les éléments pneumatophiles dissous.

Anatexie, assimilation, hybridisme

Outre les deux types de différenciation déjà cités (gravitative et pneumatolytique), il existe d'autres processus donnant naissance à des magmas différenciés : l'anatexie, l'assimilation et l'hybridisme.

L'anatexie

On distingue par ce terme la fusion partielle ou totale de roches préexistantes. Les magmas qui en résultent prennent le nom de *magmas anatectiques.* L'augmentation de température, nécessaire à la fusion anatectique, peut avoir deux origines : ou bien des roches de l'écorce terrestre, généralement des granites ou des gneiss, sont poussées pendant la formation des chaînes de montagnes par des forces tectoniques en profondeur (au-delà de 40 km) où les températures sont importantes, ou bien des magmas basaltiques très chauds envahissent la croûte terrestre et fondent les roches encaissantes. Dans le premier cas, on parle d'*anatexie régionale* car elle intéresse d'importantes régions orogéniques (longues de plusieurs milliers de kilomètres et larges de plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres). Dans le second cas, on a une *anatexie de contact* bien localisée au contact entre le magma basaltique et les roches encaissantes.

Dans les deux cas d'anatexie, la fusion des roches acides en présence de vapeur d'eau commence à moins de 700 °C.

Les magmas anatectiques qui se forment pendant l'anatexie régionale ont la composition chimique de la roche préexistante, laquelle est presque toujours dacitique ou rhyolitique, plus rarement andésitique. Dans l'anatexie de contact, qui se développe surtout dans les zones de fissuration de l'écorce terrestre, le magma basaltique, lourd, ne se mélange pas ou se mélange peu avec le magma acide anatectique, beaucoup plus léger. Ainsi, les deux types de roches peuvent s'épancher à la surface séparément et donner naissance à de grandes couvertures basaltiques avec de petits dômes de matériaux pyroclastiques rhyolitiques ou dacitiques, sans ou presque sans termes intermédiaires.

Des exemples d'anatexie de contact se trouvent notamment en Islande, à l'île de Pantelleria (Italie) et dans le Tibesti.

L'assimilation

Au contact des grandes quantités de matière fondue, plus particulièrement des magmas anatectiques acides, avec les roches encaissantes ayant une composition très différente de celle du magma, prennent naissance des échanges dans les deux sens : la roche encaissante réchauffée est envahie par les gaz magmatiques et subit un métamorphisme de contact (elle se transforme en une roche pyrométamorphique) ; à son tour, le magma dissout et assimile une partie de la roche encaissante et modifie ainsi sa composition chimique. Ce processus prend le nom d'assimilation, et les magmas qui en découlent sont appelés *magmas synthétiques*.

Les transformations qui affectent la composition chimique des magmas sont évidentes si leur composition chimique et celle de la roche encaissante sont très différentes. Par exemple, au contact entre magma et roches carbonatées s'effectue une assimilation très forte : l'anhydride carbonique est éliminé, tandis que les oxydes de calcium et de magnésium sont assimilés par le magma. Il s'ensuit pour le magma une très forte perte passive en silice. Un exemple classique d'un processus analogue d'assimilation combinée avec une différenciation gravitative est celui du Monte Somma (Vésuve). Le magma originel, trachytique, est très probablement anatectique; par suite de l'assimilation de calcaires, il se transforme au fur et à mesure en un magma leucitotéphrytique et finalement leucitique.

L'hybridisme

On appelle hybridisme le mélange de deux magmas de composition chimique différente.

Les exemples d'hybridisme où un magma acide et un magma basaltique, très différents, se sont mélangés sans former un magma complètement homogène sont très nombreux. Dans d'autres cas, l'origine hybride des magmas homogènes de composition intermédiaire est encore l'objet de discussions.

L'origine des magmas

On sait actuellement avec certitude, grâce aux recherches géophysiques et géologiques, que la Terre est constituée par une croûte externe discontinue sous laquelle se trouve le manteau supérieur.

La croûte externe a, au niveau des continents, une épaisseur d'environ 35-40 km ; elle est constituée essentiellement par des granites et des granodiorites qui, chimiquement, correspondent aux rhyolites et aux dacites. Les composants les plus importants de ces roches sont le silicium et l'aluminium, d'où le nom de *sial* que Suess a attribué à la croûte externe. Le manteau supérieur, étant riche en silice et en magnésium, est appelé *sima*.

La limite entre le sial et le sima est caractérisée par une discontinuité qui porte le nom du savant qui l'a découverte : c'est la *discontinuité de Mohorovicic* ou plus simplement *Moho*. La composition du manteau supérieur est encore discutée. De nombreux géophysiciens croient qu'il est formé de roches péridotitiques ou de dunites, composées par de l'olivine avec des quantités variables de pyroxènes, tandis que les volcanologues et les géochimistes lui attribuent une composition de basalte très riche en olivine. Il existe, dans le manteau, une zone dans laquelle les ondes sismiques se propagent avec une vitesse décroissante, appelée couche de basse vitesse ou *Low Velocity Layer* (LVL). La LVL se trouve sous les océans à environ 60 km de profondeur, et sous les continents à environ 140 km. Les observations géophysiques et volcanologiques démontrent que les magmas basaltiques proviennent de la LVL. Pendant leur montée vers la surface, ils peuvent subir des différenciations qui, en dernier lieu, aboutissent à la formation de magmas trachytiques et phonolitiques en quantités relativement faibles.

Il serait absurde de vouloir expliquer de la sorte les très grandes quantités de magmas acides dacitiques ou rhyolitiques qui se trouvent dans les zones orogéniques. En effet, les plus récentes recherches pétrographiques et magmatologiques démontrent toujours plus clairement que les magmas acides sont engendrés par l'anatexie des roches sialiques, lesquelles, amenées à des profondeurs plus élevées (jusqu'à 80-90 km), subissent, pendant l'orogenèse, un réchauffement suffisant pour que leur fusion se produise.

La double origine des magmas, à partir du manteau supérieur pour les magmas basiques, et à partir de la croûte continentale pour les magmas acides, fournit une explication de la dualité du volcanisme.

Le plutonisme

Toutes les roches d'origine magmatique qui se sont solidifiées à l'intérieur de la croûte terrestre prennent le nom de *plutons,* ou *corps intrusifs*. On parle de *batholites* si de tels amas rocheux se développent en profondeur au-dessous de toutes les roches avoisinantes, de façon qu'ils ne paraissent pas renfermés dans ces dernières, qui les enveloppent uniquement dans leur partie sommitale. On parle, au contraire, de *corps injectés* lorsque les roches magmatiques sont complètement interstratifiées dans les roches avoisinantes (exception faite des « cheminées » qui ont rendu possible leur alimentation et leur injection).

Les batholites

Les batholites, dont l'origine semble liée aux magmas anatectiques, sont généralement localisés dans les aires de la croûte terrestre qui ont subi les plus intenses phénomènes de plissements orogéniques et, plus particulièrement, dans les zones qui constituent les « racines » des déformations (dans le cœur des grandes chaînes de montagnes). Toutefois, selon Daly, les batholites plus anciens (précambriens) peuvent aussi se trouver en dehors de ces aires et se développer, comme dans la plate-forme soviétique, au-dessous de sédiments à structure tabulaire (c'est-à-dire avec des couches subhorizontales).

Les batholites peuvent atteindre des dimensions énormes (si leurs dimensions sont inférieures en surface à 100 km, on utilise plus couramment le terme de *stok*) : le plus grand batholite, localisé dans les cordillères nord-américaines, atteint une largeur de 1 100 km et se développe sur une bande de 2 000 km de long. Le batholite des Andes (en Patagonie) est aussi de dimensions gigantesques : il mesure 1 100 km de long et environ 110 km de large. Des batholites d'âge hercynien se trouvent au cœur de la chaîne alpine : les plus grands, même si leurs dimensions sont beaucoup plus modestes que celles que nous venons de signaler, sont ceux des massifs du Mont-Blanc, de l'Aar-Gothard, de l'Argentera et du Pelvoux. Les batholites sont généralement discordants avec les roches de la couverture. De toute façon, il faut préciser que leur surface limite supérieure n'est jamais régulière ; elle présente de nombreuses apophyses et coupoles secondaires, ainsi que d'autres accidents, et résulte souvent de la connexion avec différentes formes d'intrusions qui se propagent à partir d'elle. Toutefois, de manière générale, la partie sommitale des batholites a la forme d'une énorme coupole (dômes) entourée par son *auréole de métamorphisme* avec des flancs peu inclinés. Leur inclinaison augmente avec la profondeur et se termine de manière subverticale.

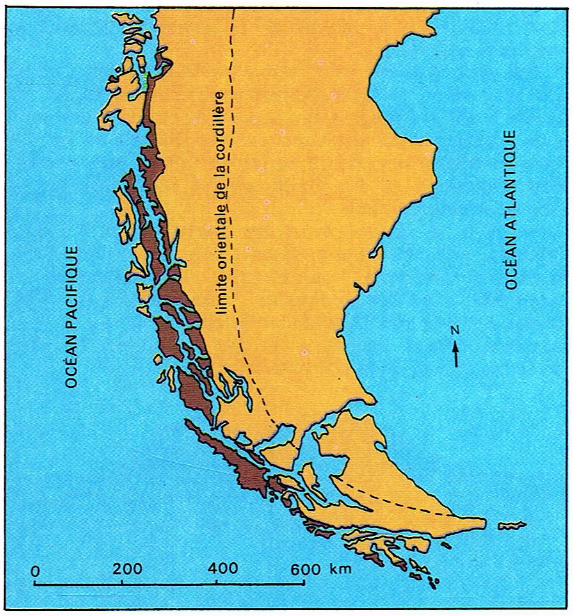
Les corps injectés

Les corps injectés se subdivisent en *corps injectés concordants* si leurs épontes sont parallèles aux plans



S. Boroli

▲ **Sill** ***dans le parc national de Yellowstone (Wyoming).***



I.G.D.A.

◀ ***Le grand*** **batholite** ***de Patagonie qui s'étend, le long de la partie chilienne de la cordillère des Andes, sur une longueur de plus de 1 100 km et une largeur de 110 km.***

structuraux (de stratification, de schistosité, de texture fluidale, etc.) des roches qui les renferment et en *corps injectés discordants* dans le cas contraire.

Les corps injectés concordants

Parmi les corps injectés concordants, les *filons couches* ou les *sills* sont assez caractéristiques : l'exemple le plus connu est celui de Whin-sill, il s'agit d'un filon couche qui s'étend sur une surface de 3 500 km², et qui touche cinq comtés d'Angleterre. La propriété principale de ces corps magmatiques est de se développer en harmonie avec la surface structurale (généralement la stratification) et d'avoir une épaisseur extrêmement réduite (de quelques centimètres à quelques centaines de mètres) par rapport au développement de leur surface. Il faut les relier à des injections, généralement horizontales, de magmas très fluides, qui provoquent souvent un phénomène de métamorphisme sur les roches encaissantes. Cette dernière condition, jointe au fait que les sills présentent souvent des apophyses pénétrant dans les roches du plancher et du toit du filon, permet de les distinguer des coulées de laves recouvertes par des dépôts postérieurs. Il faut également signaler le filon couche du Karoo (Afrique du Sud), long de 160 km et s'étendant sur une surface de 13 000 km².

Les filons couches, bien qu'analogues aux sills, ont une puissance très importante et sont généralement



C. Bevilacqua



C. Bevilacqua

▲ **Les dykes** : *en haut, filon spessartinisé dans un granite (Arbatax, Sardaigne) ; ci-dessus, filon de microgranite dans un granite partiellement arénisé.*

localisés le long de plans correspondant à des discordances stratigraphiques et présentant une orientation parallèle à l'une des deux formations discordantes. Un exemple classique est celui du pluton de Sudbury (Ontario).

Les *laccolites,* comme les sills, se développent parallèlement à un plan de stratification, et ils prennent la forme d'une lentille plane-convexe ou bien biconvexe. Une forme semblable résulte du fait que le magma, au moment de l'injection, était très visqueux (soit du fait que son refroidissement était déjà commencé, soit, et c'est le cas le plus fréquent, parce qu'il s'agit de magmas acides) et ne pouvait pas se répandre librement : il finissait donc par se bomber sur place et provoquait contemporainement le soulèvement des roches de son toit (et parfois un abaissement des roches de son plancher). Les laccolites sont caractéristiques des régions à structure tabulaire, ainsi qu'en témoignent celles d'Amérique (Wyoming, Utah, Montana, Colorado, etc.), mais n'y sont pas confinés. Il existe aussi des localités caractérisées par la présence de digitations correspondant à des sills. Les structures en dôme ou à coupole de certaines régions sont souvent attribuables à la présence de laccolites dans le substratum.

Il faut signaler parmi les corps injectés concordants les *lopolites,* dont l'origine est, dans la majorité des cas, liée à des injections de magmas basiques (gabbros). Ils sont beaucoup plus rares que les laccolites et, comme ces derniers, ils ont une forme lenticulaire (leur épaisseur correspond à environ 1/10-1/20 de leur diamètre). Leur forme doit être attribuée, plus qu'à un gonflement par accumulation de la masse magmatique, à un effondrement des roches du substratum. Le lopolite de Duluth (lac Supérieur) est assez célèbre (il a un volume de 200 000 km³) ainsi que celui du Bushweld (Transvaal).

Les *phacolites,* enfin, correspondent à des injections concordantes qui se réalisent en correspondance avec les vides créés le long des zones de charnières anticlinales et synclinales au moment des plissements. La morphologie des roches encaissantes n'est pas liée, comme dans le cas des laccolites, à la pression et aux poussées du magma ; c'est, au contraire, ce dernier qui s'adapte aux vides créés par la tectonique.

Corps injectés discordants

Les exemples de corps injectés discordants sont également importants et variés ; signalons les formes les plus importantes qui vont des *filons* aux *dykes,* aux *bysmalites,* aux *etmolites,* aux *arpolites* et finalement aux *chonolites.* Leur caractère commun est d'avoir une orientation transversale par rapport aux surfaces structurales des roches encaissantes.

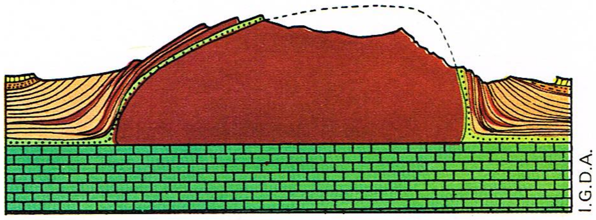
Les *dykes* ou les *filons* présentent des propriétés assez semblables à celles des filons couches déjà décrits et s'en différencient uniquement par leur mode de gisement, justement discordant. Ils peuvent avoir des épaisseurs variables de quelques centimètres à plusieurs mètres (si les dimensions sont inférieures, on parle de *veines intrusives*), et être isolés ou regroupés en faisceaux différemment orientés. Il s'agit, en effet, d'injections magmatiques qui se réalisent le plus souvent en liaison avec des plans de fracture affectant les roches préexistantes (ignées, métamorphiques ou sédimentaires), plans de fracture qui, en liaison avec les causes génératrices, peuvent présenter des dispositions variées : en faisceaux, en essaims, à éléments subparallèles, rayonnants, réticulés, en anneaux, etc. Les *filons annulaires* sont assez caractéristiques. Ils s'injectent dans des fractures arquées ou annulaires qui, selon Anderson, se produiraient par effondrement de parties coniques de la croûte terrestre dans les roches magmatiques sous-jacentes incapables d'en supporter le poids. De tels filons sont, en effet, disposés le long de surfaces coniques avec les sommets dirigés vers le haut. Aux filons annulaires sont souvent associés des *filons coniques,* mais ceux-ci ont les sommets dirigés vers le bas. Toujours selon Anderson, le second type de filon doit être rattaché aux pressions exercées par le magma sur sa couverture rocheuse. Les filons de plus grandes dimensions, mis en relief par l'érosion des roches encaissantes généralement plus tendres, donnent au paysage un aspect très caractéristique.

Les *bysmalites* sont des corps injectés de forme cylindrique, concordants au sommet, et exclusivement dans cette partie, avec les roches de la couverture. L'exemple le plus connu est celui du mont Holmes (National Park de Yellowstone, États-Unis).

Les *etmolites* ont, contrairement aux bysmalites, une épaisseur qui décroît vers le bas, de telle façon qu'ils présentent en section verticale la forme d'un entonnoir. Selon Dal Piaz, le massif de l'Adamello en serait un exemple typique.

Les *arpolites* ont une forme de faucille très arquée. De tels corps prendraient naissance, selon Cloos, par la remontée du magma le long de fractures tectoniques subverticales et par son expansion horizontale successive. Leur caractère discordant serait dû, en grande partie, à des étirements et des déformations subis pendant les poussées orogéniques.

Enfin, le terme de *chonolites* désigne tous les corps injectés, essentiellement discordants, non classifiables dans les catégories précédentes. Ils présentent des analogies avec les batholites, bien qu'ils soient certainement injectés. Comme les laccolites, ils ont, de plus, souvent donné naissance à des structures en dôme dans les roches de la couverture.



I.G.D.A.

▶ *Section du* **laccolite** *de Mountain Hillers, dans la région du mont Henry (Utah).*



World Photo Service

▲ ***Vue panoramique spectaculaire de la région volcanique et du mont Azuma dans la préfecture de Fukushima (Japon).***

Le volcanisme

On désigne par *volcanisme* l'ensemble des phénomènes liés à la montée et à l'épanchement sur la surface de la Terre de magmas. Ainsi que nous avons eu l'occasion de le signaler précédemment, on désigne par magma les masses silicatées, partiellement ou totalement fondues, qui se trouvent dans ou sous la croûte terrestre et qui contiennent en solution des gaz (vapeur d'eau, CO_2, H_2S, ClH, H_2, etc.).

Activité volcanique

N'importe quelle activité volcanique, qu'elle soit paroxysmale ou d'intensité modérée, est due, directement ou indirectement, à la libération plus ou moins violente des gaz dissous dans le magma. La manière selon laquelle se manifeste la séparation de la phase gazeuse à partir de la phase fondue dépend avant tout de la viscosité du magma et, en plus, des conditions géologiques qui en déterminent l'ascension. Il faut tenir compte avant tout de la différence entre l'activité des magmas fluides et celle des magmas visqueux. En effet, dans les magmas fluides l'activité explosive est très réduite, car les gaz peuvent se séparer facilement du bain fondu, qui arrive en surface et flue en formant une coulée de lave. Dans les magmas visqueux, au contraire, la libération des gaz, rendue difficile par les phénomènes de frictions internes, se fait pour cette raison de manière explosive; le magma fondu est ainsi morcelé et même pulvérisé, projeté dans l'air et déposé sous forme de matériaux pyroclastiques. Des recherches statistiques sur l'activité volcanique démontrent que les volcans qui ont une *activité* essentiellement *effusive* et ceux qui ont une *activité explosive* sont fréquents, tandis que ceux qui ont une *activité mixte* sont rares.

Pour comprendre le mécanisme fondamental de l'activité volcanique, il est nécessaire de comprendre la rivalité entre la pression interne, due aux tensions partielles des gaz dissous dans le magma, et la pression extérieure. A grande profondeur, la pression extérieure est égale à la somme de la pression hydrostatique de la colonne magmatique sus-jacente et de la résistance due à la viscosité du magma. Elle dépasse la tension de vapeur due aux gaz dissous dans le magma. Le magma, contenant les gaz dissous à l'état moléculaire et donc pourvu de bulles, prend le nom d'*hypomagma*. A des profondeurs plus faibles, la pression extérieure diminue et devient moins élevée que la tension de vapeur. Par conséquent, une partie des gaz, pour rétablir l'équilibre entre la pression extérieure et la pression intérieure, se libère sous forme de bulles. Le magma bulleux et parfois mousseux est appelé *pyromagma*. Dans la partie la plus haute de la cheminée volcanique, presque tous les gaz se libèrent ; il reste le magma dégazé, appelé aussi *épimagma*, qui, s'il est suffisamment fluide, peut s'épancher et former une coulée.

Activité continue

L'activité continue s'observe le plus clairement dans les volcans ayant un magma très fluide et un conduit ouvert. Elle consiste dans la libération de gaz qui s'effectue à intervalles réguliers à la surface de la colonne magmatique, avec de faibles explosions entraînant de petits morceaux de magmas.

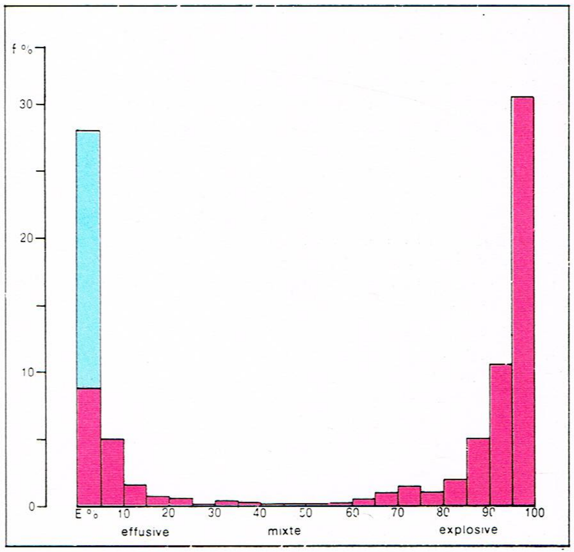
La visibilité du phénomène externe dépend du niveau de la colonne magmatique dans la cheminée. Si le niveau



National Park Service

▲ *Ci-dessus, une fontaine de lave durant l'éruption du Kilauea (Hawaii) en 1959. A droite, fréquence en % (f %) de l'indice d'explosivité (E = 100 téphras/ téphras + lave) de tous les volcans actifs qui démontre clairement le dualisme du volcanisme (en bleu, les volcans sous-marins; en rouge, les volcans subaériens).*

du magma est à une profondeur telle que les *petits morceaux de lave* lancés en l'air par les explosions ne peuvent rejoindre la gueule du volcan, mais retombent dans la cheminée, le phénomène se réduit à l'émission à intervalles réguliers de *bouffées de vapeur.* Si le niveau du magma est beaucoup plus près de la gueule, les projections de lave se refroidissent et se consolident pendant leur trajectoire : on a alors des *projections de scories* non incandescentes qui retombent autour de la gueule. Enfin, si le niveau du magma a presque rejoint le fond du cratère, les morceaux de lave, encore liquides et incandescents, sont envoyés à quelques centaines de mètres de hauteur au-dessus du bord du cratère et donnent lieu à de spectaculaires *fontaines de lave.* Parfois, le magma peut déborder du cratère et former de petites coulées de lave très dégazées ou même s'infiltrer parmi



I.G.D.A.

les couches de scories du cône et réapparaître à une bouche plus ou moins éloignée du cratère.

Quelle que soit la variabilité des phénomènes visibles de l'extérieur, le *mécanisme de l'activité continue* reste pour l'essentiel le même. Dans une cheminée remplie de pyromagma, ce dernier se refroidit en surface et s'alourdit. Il en résulte une convexion thermique : le magma plus froid descend généralement le long des parois, et le plus chaud monte dans l'intérieur de la cheminée. Le pyromagma, en montant, se trouve à des pressions de plus en plus faibles; sa phase gazeuse se sépare donc sous forme de petites bulles. On a donc une *convexion biphasée* si efficace qu'elle maintient une activité constante. La perte de gaz en surface transforme le pyromagma mousseux en épigmama dégazé plus lourd, lequel, par un mouvement de convexion, va en profondeur; là il s'enrichit de nouveau en gaz par diffusion et se retransforme en pyromagma. Les grandes fluctuations de l'activité continue sont essentiellement dues à ces processus de dégazage-regazage, de refroidissement et de réchauffement.

Les bulles, pendant leur montée, augmentent de volume par suite de la diminution de pression et aussi parce qu'une nouvelle quantité de gaz leur est cédée par le magma. Par ailleurs, une bulle plus grande monte plus rapidement et englobe les autres bulles qui se trouvent sur son chemin. Elle s'agrandit et acquiert ainsi une vitesse beaucoup plus élevée que les autres bulles : ainsi se forment des *trains de bulles* avec une grosse bulle en tête. A son arrivée près de la surface, le train de bulles est gêné par une couche d'épimagma visqueux formé lors de la dernière explosion et non encore entraîné par la convexion biphasée. Lorsque la pression des bulles est plus élevée que la résistance et la tension superficielle de la couche d'épimagma, les bulles explosent violemment et lancent des morceaux de lave en l'air. Ces derniers retombent en partie dans la colonne magmatique et forment une couche d'épimagma qui gêne temporairement la libération du train de bulles suivant; c'est ainsi que l'on explique les intervalles plus ou moins longs entre les explosions. Si l'épimagma, au lieu de descendre le long des parois de la cheminée, s'injecte dans un conduit latéral et arrive à la surface, on a une *effusion lente subterminale,* qui représente une autre forme d'activité continue. Le mécanisme des coulées subterminales s'explique de la manière suivante : quand le niveau du magma dans la cheminée est très haut, celui-ci exerce sur les parois une pression hydrostatique qui facilite sa pénétration dans les strates moins cohérentes du cône éruptif formé par l'accumulation de scories et fragments de lave plus ou moins soudés. Au fur et à mesure que le magma descend le long de la pente de la couche, la pression hydrostatique augmente à tel point qu'elle finit par vaincre la résistance du matériel sus-jacent. Il s'ouvre alors une gueule magmatique effusive, à partir de laquelle le magma, déjà dégazé dans le cratère, flue en formant une coulée, alimentée plus ou moins en fonction du niveau atteint par le magma dans la cheminée.

La libération des gaz se fait aussi, dans ce cas, dans le cratère en haut de la colonne magmatique, tandis qu'à la bouche subterminale on n'observe aucune libération violente de gaz.

Une autre variété d'activité continue des magmas très fluides est la formation d'un *lac de lave* dans le cratère. C'est le cas du Kilauea (Hawaii) et du Niragongo (Congo) où la surface de la colonne magmatique s'est élevée jusqu'au cratère. La libération des gaz, dans un lac de lave, se fait de manière plutôt tranquille, non seulement parce que la surface de lac est suffisamment vaste, mais aussi parce que les réactions exothermiques entre les gaz volcaniques et l'oxygène atmosphérique provoquent une augmentation de la température, d'où une diminution de la viscosité du magma.

Dans tous les cas, l'activité continue est due à une fluctuation concernant l'équilibre dynamique entre la pression extérieure et la pression interne qui peut durer aussi longtemps que des phénomènes extérieurs ne viennent pas la troubler.

Si le mécanisme de l'activité continue dans les volcans à magmas visqueux est fondamentalement semblable à celui des magmas fluides, la phénoménologie en est par contre différente. En effet, la viscosité élevée du magma n'a pas empêché seulement la libération des gaz, qui s'effectue alors de manière explosive et très violente ; elle provoque aussi un énorme ralentissement des mouvements de convexion et des éventuels épanchements à la surface. De ce fait, la cheminée ne peut rester, comme dans le cas des magmas fluides, continuellement ouverte, mais doit être ouverte une nouvelle fois à chaque explosion. Il en résulte qu'il ne peut se produire d'émission de scories ou de petits morceaux de lave, ni d'épanchements lents subterminaux. L'activité continue se manifeste ici par la formation dans le cratère d'un *bouchon*. Avec l'accroissement de ce bouchon, la couche superficielle déjà consolidée se brise en plusieurs morceaux roulant le long de la pente et s'accumulant tout autour du dôme. Parfois, le magma situé à l'intérieur du dôme atteint la surface, le long des cassures, et forme des coulées réduites qui accroissent le dôme. Si la viscosité du magma est très élevée, des colonnes de magma presque solide sont injectées vers le haut de la cheminée. Un exemple classique est celui de l'« Aiguille » de la montagne Pelée à la Martinique qui atteignit 350 m de haut.

La croissance des dômes peut se poursuivre avec des fluctuations pendant des années ; elle est parfois accompagnée de phénomènes explosifs qui peuvent prendre un caractère catastrophique si la pression des gaz à l'intérieur du conduit est très élevée. C'est dans des conditions analogues que prennent naissance les *nuées ardentes*, qui sont des suspensions incandescentes de particules solides et partiellement fondues dans la masse gazeuse très mobile. La nuée ardente est si lourde qu'elle dévale le flanc du volcan à une vitesse très élevée et détruit tout ce qu'elle rencontre sur son chemin. Un exemple classique de ce phénomène est la catastrophe de 1902, où une nuée ardente, descendue de la montagne Pelée, détruisit la ville de Saint-Pierre avec ses 29 000 habitants.

Les éruptions à conduit ouvert

Les éruptions de ce type s'observent uniquement dans les volcans ayant une lave très fluide, par suite de la rupture de l'équilibre dynamique qui existe pendant l'activité continue. Pour rompre cet équilibre, il est nécessaire de faire varier de manière brusque soit la tension interne des gaz, soit la pression hydrostatique. Un changement brusque de la tension des gaz doit être exclu, alors que cela est très possible pour la pression hydrostatique. Pour qu'une éruption se produise, il suffit qu'une fissure s'ouvre en profondeur : le magma qui s'y injecte provoque un abaissement de la colonne magmatique dans la cheminée. La diminution de la pression hydrostatique qui en découle a pour conséquence une rapide transformation de l'hypomagma en pyromagma mousseux, lequel se traduit par une *éruption terminale* si la fracture rejoint la surface, ou *latérale* si une fracture radiale arrive sur le flanc du cône volcanique.

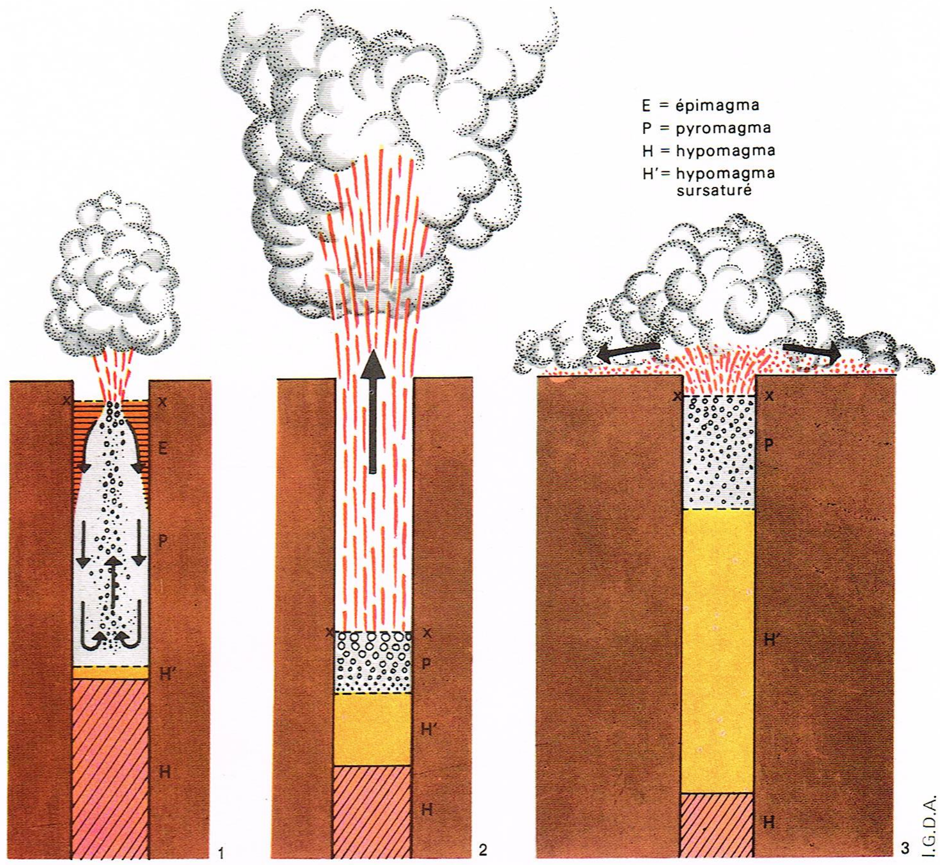
● *Les éruptions « terminales »*

Les éruptions terminales de magmas fluides constituent une réaction violente à la brusque chute de la colonne magmatique, à la suite de l'ouverture en profondeur d'une fissure qui n'atteint pas la surface. L'intensité de l'éruption terminale dépend de l'ampleur de la fracture et de la rapidité de son ouverture. La quantité d'hypomagma qui se transforme en pyromagma éruptible est proportionnelle à ces deux facteurs. La phénoménologie d'une éruption terminale peu violente est la suivante : un peu avant l'éruption, et par suite de l'abaissement de la colonne magmatique, le phénomène d'activité continue se réduit à l'émission de vapeur à partir de la cheminée centrale. Souvent, le matériel incohérent du cratère s'éboule et bouche la cheminée ; on a alors l'impression que le volcan est inactif. Le magma plus profond, saturé en gaz, devient sursaturé et commence à mousser. L'éruption débute par une forte explosion qui vide la cheminée du matériel éboulé précédemment ; puis suivent des émissions de scories et de petites quantités de lave, qui augmentent au fur et à mesure jusqu'à former une *fontaine de lave,* laquelle alterne avec l'émission de coulées de laves. L'intensité de cette activité diminue progressivement avec des fluctuations, jusqu'au moment où tout le pyromagma est dégazé. Après une éruption semblable, vient une période de repos. Un exemple d'éruption terminale est celle qu'a connue l'Etna le 4 juillet 1964.

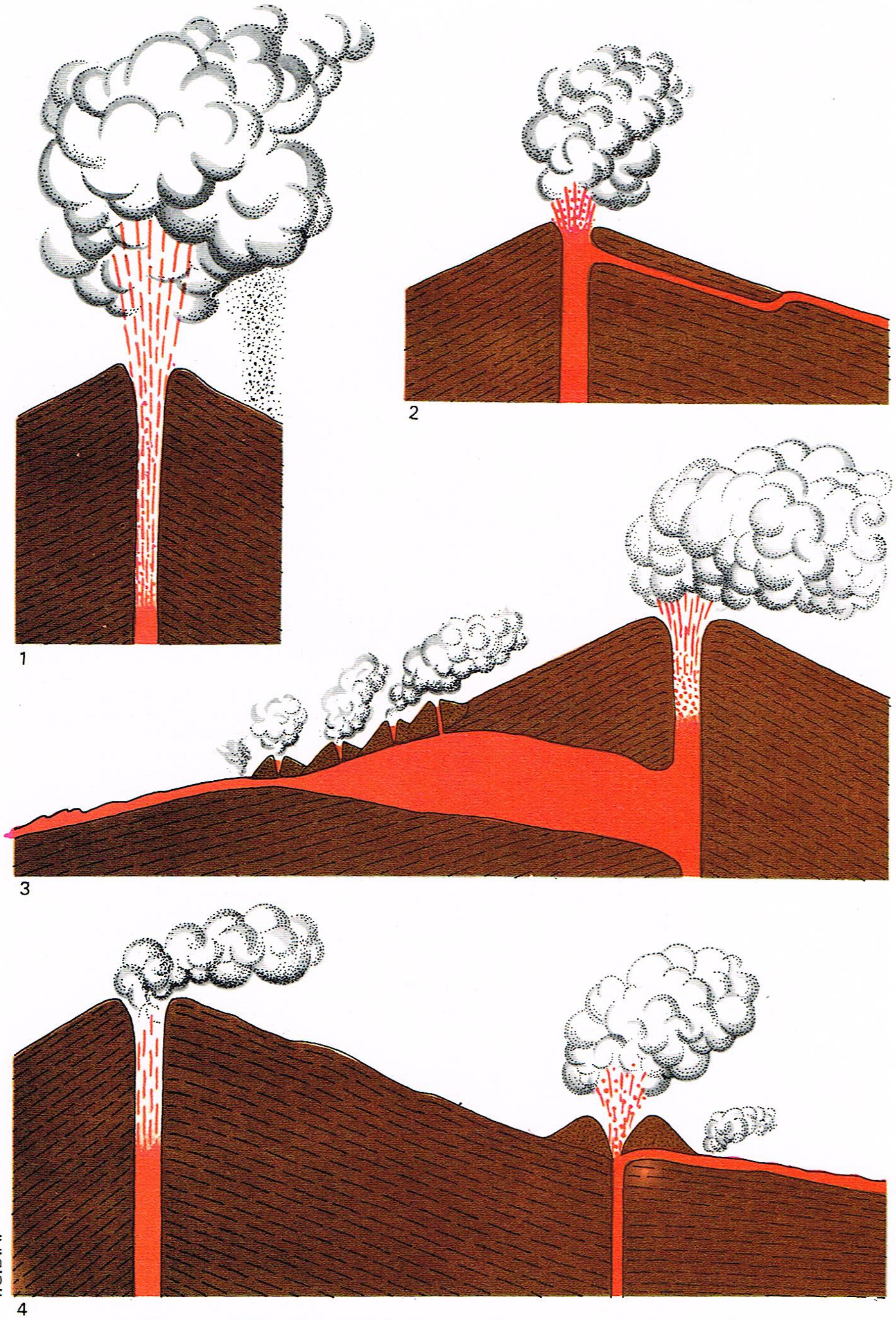
Si l'éruption terminale est très violente, les gaz qui se dégagent brisent et pulvérisent le magma ; au lieu d'assister à des fontaines de lave, on observe des émissions de cendres, qui peuvent atteindre plusieurs kilomètres de haut et, transportées par le vent, se déposer à des centaines de kilomètres du lieu d'émission. L'éruption du Vésuve en 1944 en est un très bon exemple.

● *Les éruptions latérales*

Les éruptions des magmas fluides de ce type sont précédées par des secousses sismiques locales dues à la formation de fractures radiales en profondeur qui s'ouvrent par à-coups et se propagent jusqu'aux flancs du volcan. Le pyromagma de la cheminée pénètre immédiatement dans la fissure et favorise son ouverture jusqu'à la surface. Les violentes explosions qui suivent lancent en l'air la brèche d'ouverture, puis des scories et des petits morceaux de lave qui s'accumulent le long de la fissure et constituent de petits cônes adventifs alignés. Tandis que par les gueules plus hautes se libèrent des gaz chargés de particules solides et fondues, par les



▲ *Représentation schématique* **des mécanismes éruptifs à cheminée ouverte.** **1,** ***activité continue : viscosité peu élevée ; peu de H' ; dans P, convexion biphasée ; le niveau d'explosion*** **(x-x)** ***est près de la surface ; épisodiquement, par explosion de trains de bulles, on a injection de débris de lave.*** **2,** ***éruption de cendres : viscosité moyenne ; le niveau d'explosion*** **(x-x)** ***s'abaisse progressivement dans le conduit pendant l'éruption ; rapide transformation de H en P ; dans la cheminée qui agit comme un canon, l'expansion continue des gaz accélère le mouvement ascendant des cendres qui sont éjectées très haut.*** **3,** ***éruption ignimbritique : viscosité très élevée ; grande quantité de H' ; P devient une mousse (foam lava) ; le niveau d'explosion*** **(x-x)** ***est à la surface ; l'expansion des gaz s'effectue en dehors de la cheminée et dans toutes les directions ; la lourde suspension s'étale latéralement (nuée ardente débordante).***



▲ *Représentation schématique des* éruptions à conduit ouvert : 1, *éruption terminale; 2, éruption subterminale; 3, éruption latérale; 4, éruption excentrée.*

▼ *Tableau de quelques-unes des plus violentes* éruptions à conduit fermé.

Volcans	Années	Energie libérée en ergs*	Auteurs des calculs de l'énergie
TAMBORA (Indonésie)	1815	$8{,}4 \cdot 10^{26}$	YOKOYAMA
SAKURAJIMA (Japon)	1914	$4{,}6 \cdot 10^{25}$	MATUZAWA
BEZYMIANNY (Kamtchatka, URSS)	1956	$2{,}2 \cdot 10^{25}$	GORSHKOV
KRAKATOA (Indonésie)	1883	10^{25}	YOKOYAMA
* L'énergie libérée par une bombe H est $1{,}4 \cdot 10^{21}$ ergs			

parties plus basses de la fracture s'échappent de puissantes coulées de lave de magma partiellement dégazé. Il en résulte une diminution de la pression hydrostatique et un abaissement de la colonne magmatique dans la cheminée centrale. Une grande quantité d'hypomagma se transforme en pyromagma qui laisse échapper, de manière très violente, une importante quantité de gaz, entraînant ainsi une éruption de cendres à partir du cratère central. Les épanchements de lave à partir des cratères latéraux et les éruptions de cendres du cratère central peuvent se répéter plusieurs fois. Après cette phase, le volcan rentre en période de repos. Le Vésuve, en 1906, et l'Etna, en 1892 et 1928, ont eu des éruptions latérales classiques. Si le magma est très visqueux, les laves ne peuvent s'épancher par les fractures latérales et les éruptions ne peuvent pas s'effectuer selon un processus analogue à celui que nous venons de décrire.

Éruptions à conduit fermé

Les éruptions à cheminée fermée sont aussi appelées *reprises d'éruptions* car la réouverture de la cheminée s'effectue après une période de calme plus ou moins longue.

Nous avons déjà souligné que, pendant l'activité continue des magmas fluides, la manifestation visible de l'extérieur est réduite à une émission plus ou moins rythmée de vapeur si le niveau de la colonne magmatique se trouve très bas dans la cheminée. Dans un cas semblable, il peut arriver que les parois de la cheminée et du cratère s'éboulent et constituent un *bouchon* qui obture la cheminée. L'activité continue est alors arrêtée et remplacée par une légère *activité fumerollienne*. Le bouchon est imperméabilisé par l'altération chimique, par la fusion et l'infiltration de magma qui se solidifie et se soude par refroidissement. Au-dessous du bouchon, naturellement, la tension des gaz qui s'accumulent augmente jusqu'à vaincre sa résistance mécanique. Après une série de secousses sismiques prémonitoires, le bouchon est brisé et éjecté avec une violence très grande. Suivent des émissions de scories, de lambeaux de magma, puis de lapilli et de cendres jusqu'à la libération de l'excès de gaz. Après un arrêt plus ou moins long, l'activité continue reprend.

Un type particulier de reprise d'activité est désigné par le nom d'*éruption plinienne*. C'est le cas de l'éruption du Vésuve de l'an 79 qui détruisit les villes de Pompéi et d'Herculanum, provoquant la mort de Pline l'Ancien (d'où son nom).

Le caractère principal d'une telle éruption est la très longue période de calme qui la précède et pendant laquelle s'effectue une importante différenciation du magma. Après l'expulsion du bouchon, on assiste à une éruption très violente de ponces et de cendres qui, par différenciation, acquièrent une composition chimique changeant progressivement. Dans le cas des magmas visqueux, les reprises d'éruptions terminales sont fortement explosives. Avant l'éruption, la cheminée est bouchée par de la lave consolidée qui, au fur et à mesure, est réchauffée et refondue à sa base. Lorsque la tension des gaz dans le pyromagma dépasse la résistance mécanique du bouchon, ce dernier est brisé et éjecté. Les gaz chargés de ponces et de cendres sont émis jusqu'au moment où se rétablit l'équilibre entre la pression extérieure et la pression intérieure. Le volcan entre alors en période de calme. Des éruptions de ce type sont très fréquentes (tableau ci-contre en bas).

Éruptions initiales

Par le terme d'éruption initiale, on désigne la naissance d'un nouveau volcan. Un très bel exemple de la naissance d'un volcan à magma très fluide est celle du Paricutin (Mexique) en 1943. Elle fut précédée par de violentes secousses sismiques locales et par le bombement du sol, au sommet duquel est apparue une fracture qui a émis, mélangé à des eaux souterraines, du matériel de la couverture. Suivirent des émissions de scories qui s'accumulèrent autour de la fissure et édifièrent un cône. Plusieurs émissions de lave se produisirent successivement.

Les *éruptions périphériques,* sur les flancs ou les parties basses du volcan actif à magma fluide, peuvent être considérées comme des éruptions initiales. De la même façon, une série de secousses sismiques locales provoque l'ouverture de fractures par lesquelles le magma fluide profond parvient à la surface. Les fractures, qui

s'ouvrent de bas en haut, sont complètement indépendantes de la cheminée centrale. Cela est confirmé par le fait que l'activité de la cheminée centrale n'enregistre pas immédiatement l'éruption périphérique. Mais si l'émission de lave est importante au niveau des bouches périphériques, il se produira, en profondeur, une dépression dont l'effet sera ressenti après un temps plus ou moins long, même au niveau de la colonne magmatique centrale, qui s'abaissera. Parfois, la dépression sera suivie de l'effondrement de la partie sommitale du volcan. Le cas se produisit à l'Etna en 1669, où un petit cône volcanique se forma à partir duquel se déversèrent trois coulées dont l'une détruisit partiellement Catane.

Les éruptions initiales dans les cas des volcans à magma visqueux sont semblables dans leurs grandes lignes aux éruptions terminales explosives, avec la différence que la cheminée déjà existante ne se rouvre pas et qu'il s'en forme une nouvelle. Après des tremblements de terre précurseurs, l'éruption commence par la projection de brèches qui libèrent la cheminée, à partir de laquelle des explosions de plus en plus violentes envoient à plusieurs dizaines de kilomètres de haut des ponces et des cendres en grandes quantités. Après ce stade paroxysmal, on assiste à des périodes caractérisées par une activité décroissante avec émission de cendres jusqu'à extinction. Dans le cratère en forme d'entonnoir une activité fumerollienne peut persister pendant quelque temps; le plus souvent, le cratère est envahi par des eaux phréatiques : il se forme alors un petit lac, dit *maar*. Parfois dans le cratère, après une période de calme, un dôme se forme, à la suite d'une très lente émission de magma fortement dégazé.

Des éruptions initiales peuvent aussi avoir lieu en mer. Le mécanisme est le même que celui des éruptions subaériennes. En revanche, les phénomènes observés changent. Lorsque le magma vient au contact avec l'eau de la mer, on observe de très forts dégagements de vapeur qui traversent la surface marine et lancent en l'air des jets chargés de scories (noires) accompagnés de bouffées de vapeur (blanches). Les scories s'accumulent au fur et à mesure autour de la gueule sous-marine et constituent un cône qui peut s'élever au-dessus de la surface de la mer. Il en résulte que les éventuelles éruptions seront de type aérien.

Volcanisme fissural

Dans ce cas, on peut parler aussi de la naissance de volcans qui, au lieu de se placer sur une ouverture centrale, sont localisés sur une fracture abyssale pouvant mesurer plusieurs dizaines de kilomètres. Après l'explosion des brèches d'ouverture, suivent des éjections de cendres et de scories et enfin des fontaines de lave, avec des épanchements de coulées qui peuvent couvrir de grandes surfaces. Vers la fin des grandes effusions, l'activité se réduit à l'éjection de scories, avec des petites coulées de lave, non plus le long de la fissure, mais à partir de chaque bouche.

Contrairement aux volcans à cheminée centrale, dont les nombreuses éruptions se suivent à intervalles réguliers toujours à partir du même évent, les éruptions fissurales ne se répètent presque jamais à partir de la même fissure qui est définitivement bouchée par la lave consolidée. L'éruption du Laki (Islande), en 1783, se fit, selon Thoroddsen, par une fracture dont la longueur avoisina 25 km; environ 12 km^3 de lave furent émis qui couvrirent une surface de plus de 565 km^2.

● *Éruptions fissurales sous-marines*

Très fréquentes dans les fossés marins et océaniques, ces éruptions sont des émissions tranquilles sans phénomènes explosifs. En effet la pression hydrostatique élevée de la colonne d'eau empêche la formation de vapeur d'eau, tandis que les autres gaz volcaniques sont dissous par l'eau de mer. Si à la surface ces éruptions passent inaperçues, elles provoquent par exemple la rupture de câbles téléphoniques immergés. Les recherches géophysiques et surtout l'étude géologique des zones océaniques fossiles émergées mettent en évidence leur existence.

● *Éruptions fissurales ignimbritiques*

Seuls les magmas visqueux peuvent donner des éruptions ignimbritiques. Il n'en existe pas d'observation directe, et leur allure est reconstituée par l'étude des produits émis. Des tremblements locaux précèdent l'ouverture d'une ou plusieurs fissures à partir desquelles, après l'émission des matériaux encaissants, s'échappent, avec des explosions violentes, des cendres et des ponces. Le pyromagma mousseux qui remplit la fissure présente, un peu avant de déborder, l'aspect d'un amas ponceux incomplètement rigide. Au fur et à mesure que la viscosité du magma augmente, les parois des bulles éclatent; ainsi, le pyromagma se transforme en une suspension d'esquilles de verre, de débris de ponces et de phénocristaux isolés dans une masse gazeuse incandescente. La suspension ainsi formée, du fait de la faible quantité de gaz éjectée par unité de temps et de surface, ne peut être envoyée en l'air et déborde de la fissure, d'où le nom de *nuées ardentes débordantes*. Sa mobilité est si forte qu'en un temps très bref elle se répand comme un fluide et couvre des surfaces très grandes. Pendant le dépôt des



Rittmann - Gottini

▲ ***Flux laminaire dans les ignimbrites de Pantelleria.***

▼ ***Naissance de l'île volcanique de Surtsey (au sud de l'Islande); la photographie a été réalisée le 16 novembre 1963, deux jours après la naissance de l'île, alors que le cratère était encore au-dessous du niveau de la mer et que l'île avait atteint 40 m de haut.***



G. Mairani

matériaux en suspension, la température est suffisante pour que les esquilles de verre et les ponces encore visqueuses soient, dans les parties inférieures et à l'intérieur du dépôt, écrasées et soudées à tel point que la roche qui en résulte ressemble à une coulée de lave. Vers le sommet et sur les bords de la formation, la roche, moins soudée, passe progressivement à un tuf cinéritique. Dans certains cas, à la fin de l'éruption, le magma dégazé monte le long de la fissure et forme, dans ou sur la couverture ignimbritique, des intrusions tardives. Le Monte Amiata, en Toscane, en est un exemple; on y rencontre en plus des *rhéo-ignimbrites,* c'est-à-dire des ignimbrites qui ont flué le long de terrains inclinés.

L'activité fumerollienne

Les *fumerolles* sont des sources de vapeur et de gaz chauds. Dans les cratères et les fissures des volcans actifs, on trouve des fumerolles dont la température peut dépasser 1 000 °C et qui contiennent, en plus de la vapeur d'eau surchauffée, une quantité plus faible d'anhydride carbonique, d'acide chlorhydrique, d'hydrogène, de chlorures et de très petites quantités d'autres substances volatiles. Les sulfates sont prédominants dans les fumerolles dont la température est inférieure à 650 °C.

Dans toutes les régions volcaniques, les fumerolles dont la température varie entre 90 °C et 300 °C sont très fréquentes. On les désigne sous le nom de *solfatares* car elles contiennent, en plus de la vapeur d'eau, de l'hydrogène sulfuré, lequel, au contact de l'air, s'oxyde et dépose du soufre autour des évents. La solfatare de Pozzuoli en est un exemple classique.

Des fumerolles plus froides, caractérisées par des températures inférieures à 90 °C, prennent le nom de *mofettes;* elles produisent une grande quantité d'anhydride carbonique.

On trouve des fumerolles éphémères sur les coulées de lave en cours de refroidissement. Dans certains cas, elles déposent des *sels ammoniacaux,* qui proviennent de la distillation sèche de certaines substances végétales couvertes par les coulées.

Un type particulier de fumerolles est celui qui résulte de l'évaporation d'eaux phréatiques réchauffées par les plutons magmatiques existant en profondeur.

▼ ***Fumerolle de haute température qui dépose des chlorures alcalins (blancs) et de fer (orange) [cratère de l'Etna].***



V. Barbagallo

L'activité hydrothermale

Cette activité consiste en une émission d'eau, dont la température élevée peut être liée à des phénomènes volcaniques, géothermiques ou provoqués par des réactions chimiques entre les eaux vadoses et les roches encaissantes.

Les geysers sont un type particulier de sources intermittentes localisées dans les régions volcaniques. Trois régions sont particulièrement riches en geysers : l'Islande, la Nouvelle-Zélande et le National Park de Yellowstone aux États-Unis. Le mécanisme de l'activité des geysers s'explique si l'on admet qu'une fissure remplie d'eau, à une certaine profondeur, reçoit des gaz volcaniques chauds et de la vapeur d'eau. Au fur et à mesure, ces derniers élèvent la température de la fissure jusqu'à l'ébullition qui correspond à la pression régnant dans cet endroit. L'eau bouillante expédie en l'air la colonne d'eau sus-jacente, qui forme ainsi le jet du geyser. Cela se traduit par une chute de la pression qui transforme l'eau surchauffée en vapeur. Le geyser le plus fameux est celui de Wainmangu en Nouvelle-Zélande. Il était capable de lancer en l'air une colonne de 800 000 kg d'eau et de pierres jusqu'à 460 m de hauteur. Son activité dura cinq années et cessa en 1904, lorsque le niveau du lac voisin (Tarawera) s'abaissa par suite de la rupture d'une digue naturelle.

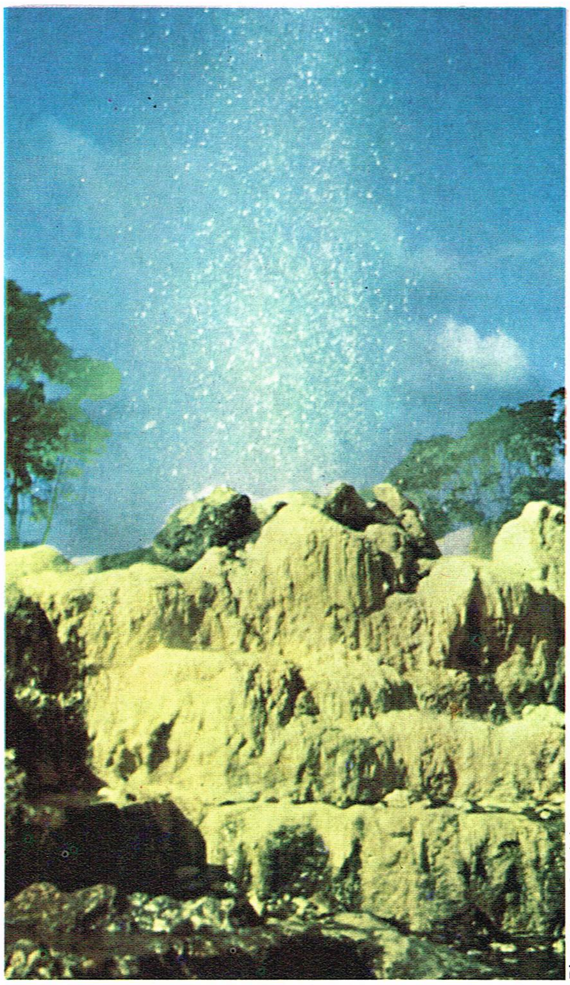
Les produits de l'activité volcanique

En fonction de leur état de consolidation, on distingue deux types de produits volcaniques : les *laves* et les *produits pyroclastiques,* aussi appelés *téphras.*

Les laves

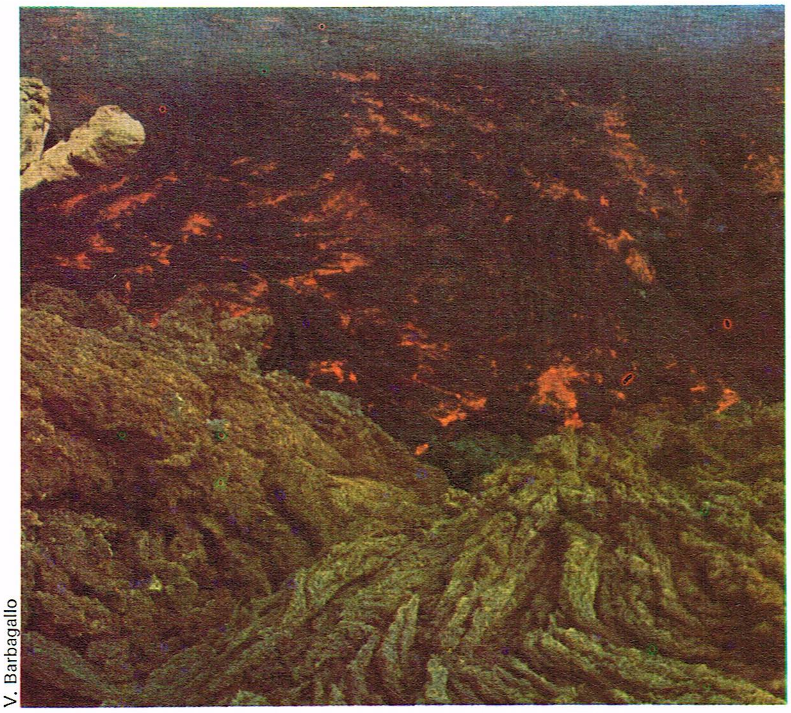
- *Morphologie des laves*

Les laves sont des amas compacts d'épimagma consolidé. Les formes superficielles des coulées de lave dépendent, en plus de la viscosité de l'épimagma, de leur mode d'écoulement. Les laves très chaudes et fluides forment très rapidement une croûte visqueuse qui, trouée par la coulée de lave sous-jacente, est plus ou moins déformée sans pour cela se briser. Ainsi prennent naissance différents types morphologiques, comme les *laves cordées,* les *laves en boyaux* et les *laves lisses,* qui sont dans leur ensemble regroupées par le terme hawaïen de *laves pahoehoe.* Si la croûte ainsi formée, et devenue suffisamment rigide, est soumise à des tensions provoquées par un mouvement accéléré de la lave sous-jacente encore liquide, elle se morcelle et forme une *lave en dalles.* Si, au contraire, l'écoulement de la coulée est ralenti, la croûte déjà solidifiée est poussée vers le haut et, en se cassant, elle forme des *protubérances.* Des coulées noires fluides, mais encore relativement riches en gaz, se recouvrent de scories découpées ou plus ou moins arrondies; on les désigne sous le nom hawaïen de *lave aa.* Les coulées très visqueuses présentent un aspect nettement différent : leurs surfaces sont recouvertes de blocs anguleux et non scoriacés. On les appelle *laves à blocs.*

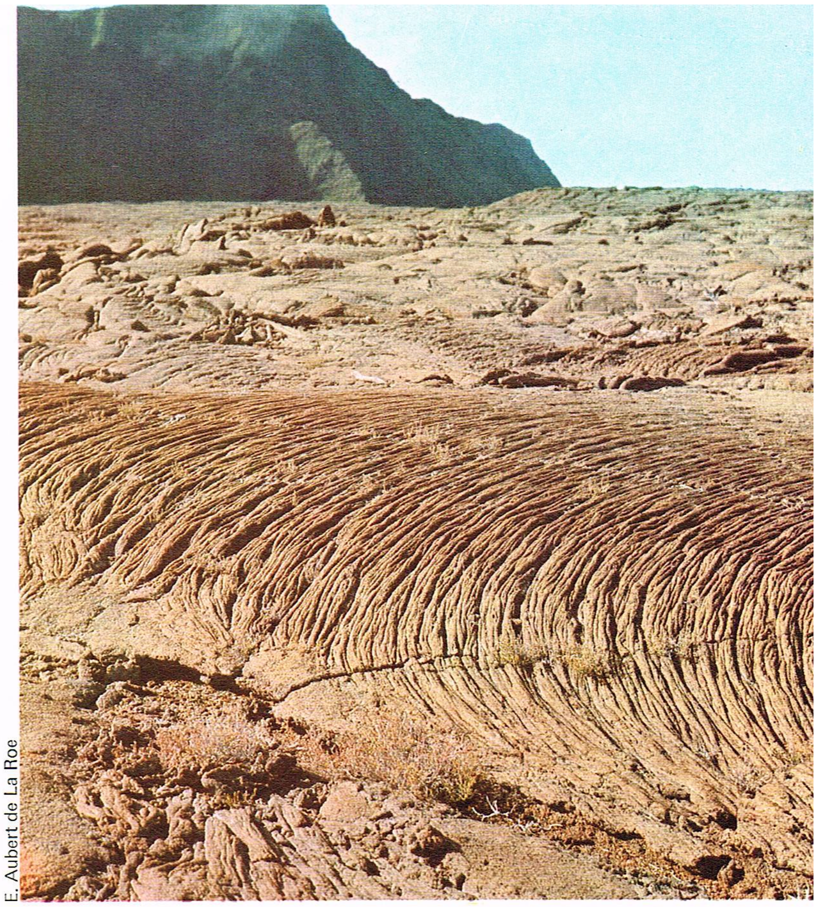


Rittmann - Gottini

▶ **Geyser** ***avec terrasses en geysérite (essentiellement opale, c'est-à-dire silice amorphe qui se sépare des eaux thermales pendant le refroidissement) [Wairakei, Nouvelle-Zélande].***



V. Barbagallo



E. Aubert de La Roe

La partie interne des coulées et des dômes est formée par de la roche compacte, souvent traversée de fractures orientées normalement aux surfaces de refroidissement et provoquées par la contraction thermique. Il en résulte la *structure prismatique* bien connue.

Très souvent, on peut observer dans les coulées une séparation parallèle à la surface, due à l'écoulement laminaire de la lave devenue déjà très visqueuse, ce qui lui confère un aspect stratifié.

● *Structure des laves*

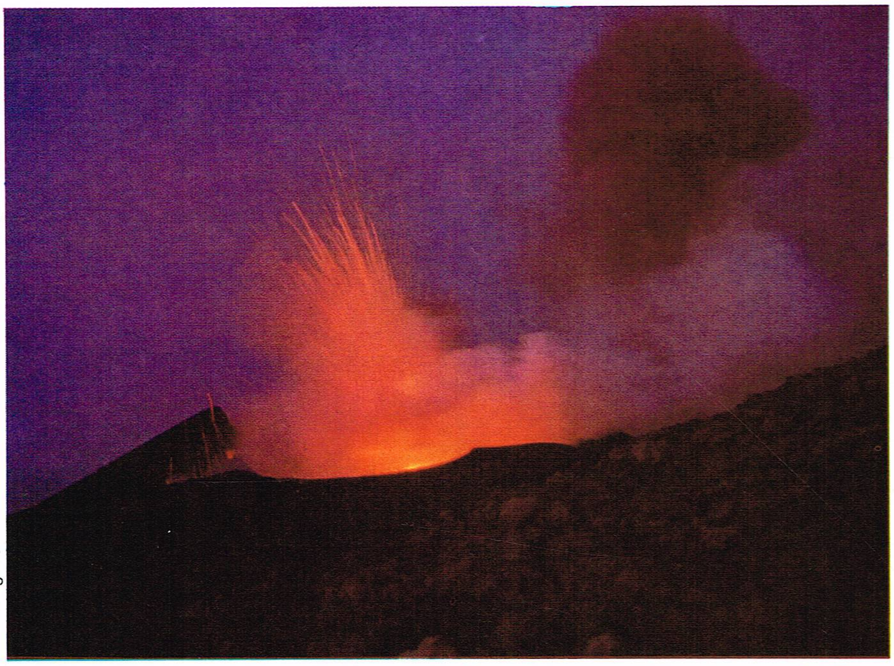
La structure d'une roche qui résulte de la solidification d'une masse magmatique complètement fondue, dépend de la vitesse du refroidissement. En effet, si celui-ci est très lent, les cristaux ont le temps de se former; la roche

▲ ***A gauche, coulée de lave en train d'avancer dans la* Valle del Bove, *Etna; la coulée est de type* aa *et avance sur d'anciennes laves cordées* (pahoehoe). *A droite, deux types de* lave pahoehoe : *au premier plan, lave cordée; au fond, lave boudinée (Piton de la Fournaise, île de la Réunion).***



S.E.F.

◀ ***La fameuse « chaussée des géants » du comté d'Antrim (Irlande du Nord) est un exemple typique* de fissuration en colonnes *dans une coulée basaltique solidifiée.***



V. Barbagallo

▲ ***Éjections de cendres et de lave accompagnées de « bouffées » de vapeur (Etna, cratère nord-est).***

qui en résulte sera donc complètement cristallisée et aura une structure *holocristalline à grain fin*. Si, au contraire, le refroidissement est très rapide, les cristaux n'auront pas le temps de se former, et la masse fondue se consolidera en une roche complètement vitreuse *(obsidienne)*. Entre les deux types de structures, holocristalline et vitreuse, on rencontre des types intermédiaires, dans lesquels de très petits cristaux (microlites) sont disséminés dans une pâte vitreuse (mésostase) : ce sont les structures *microlitiques*.

Mais le magma commence souvent à cristalliser très lentement, en profondeur, avant l'effusion. Au moment de l'éruption, existent déjà des cristaux qui sont entraînés à la surface par la lave fondue. Ces *cristaux intratelluriques,* plus grands que ceux qui se forment pendant le refroidissement de la coulée, prennent le nom de *phénocristaux*. La masse fondue dans laquelle se trouvent les phénocristaux se consolide, en fonction de sa vitesse de refroidissement, en une *pâte de fond* vitreuse, microcristalline, ou holocristalline à grain fin. Toutes ces structures à phénocristaux sont appelées *porphyriques*. Si la masse de fond est vitreuse, la structure est *vitrophyrique*.

● *Composition minéralogique des laves*

Les minéraux qui se séparent dans un magma en cours de refroidissement sont, pour la majeure partie, des silicates de différentes espèces. En fonction de leur teneur dans la roche, ils se divisent en *minéraux essentiels, minéraux accessoires* et *minéraux accidentels*. Les *composants essentiels* se divisent à leur tour en *minéraux sialiques* (Si, Al), très fréquemment incolores, et en *minéraux fémiques* (Fe, Mg) colorés en vert, marron et noir.

La classification systématique des roches ignées se base sur les proportions de *minéraux sialiques*. Des subdivisions supplémentaires peuvent intervenir en fonction de la quantité globale de minéraux fémiques, exprimée en pourcentage par volume, appelée aussi I.C., ou *indice de coloration*. Les composants sialiques principaux (ou alumino-silicates) sont les feldspaths, les feldspathoïdes et le quartz. Les feldspaths sont les minéraux les plus abondants des roches ignées, dont ils forment en moyenne 60 %. Ce sont des alumino-silicates d'alcalins (Na et K) et de calcium formant des séries isomorphes, c'est-à-dire des cristaux à composition moyenne, entre les pôles : *orthose* Or ou feldspath potassique $KAlSi_3O_8$; *albite* Ab ou feldspath sodique $NaAlSi_3O_8$; *anorthite* An ou feldspath calcique $CaAl_2Si_2O_8$.

La miscibilité entre ces trois minéraux n'est pas complète. On peut ainsi distinguer deux séries : a) les feldspaths alcalins ou sodipotassiques avec la *sanidine* $Or_{100}Ab_0$ à $Or_{40}Ab_{60}$ et l'*anorthose* $Or_{39}Ab_{61}$ à $Or_{10}Ab_{90}$; b) les feldspaths calco-sodiques ou série continue des plagioclases (Ab, An avec un peu d'Or).

Dans les roches ignées pauvres en silice (roches basiques), à côté des feldspaths apparaissent des alumino-silicates que l'on appelle *feldspathoïdes*. Les types les plus importants sont la *leucite* $KAlSi_2O_6$ et la *néphéline* $NaAlSiO_4$.

Dans les roches acides, si la quantité de SiO_2 présente est supérieure à celle qui est nécessaire pour former des silicates saturés (f), il se forme du quartz SiO_2.

Les minéraux fémiques ou ferromagnésiens les plus importants sont les pyroxènes, les amphiboles, la biotite, les olivines et les mélilites. Parmi les pyroxènes les plus importants, se trouvent les pyroxènes monocliniques, ou clinopyroxènes, où l'on distingue des espèces minéralogiques caractéristiques des différents magmas : *augites, pigeonites, ægyrine-augites, titano-augites*.

Chez les minéraux fémiques, on assiste également à la substitution d'un minéral par un autre, chimiquement très voisin, si dans le bain fondu la quantité de silice est peu élevée. Ainsi l'*olivine* $(Mg, Fe)_2\ SiO_4$ remplace un pyroxène riche en SiO_2.

Dans les roches volcaniques, assez rares, caractérisées par des teneurs élevées en calcium parallèlement à des teneurs déficitaires en silicium, apparaît la *mélilite*, mélange isomorphe de $Ca_2(Mg, Fe)Si_2O_7$ et de $NaCaAlSi_2O_7$. Une quantité excédentaire de calcium en présence de CO_2 aboutit à la formation de *calcite* ($CaCO_3$).

Il faut remarquer que les formules chimiques que nous venons d'utiliser sont approximatives. En effet, outre les substitutions isomorphes indiquées, il en existe d'autres plus complexes, notamment dans le cas des clinopyroxènes.

Les minéraux signalés sont stables dans les roches volcaniques qui ont cristallisé à basse pression après effusion de la lave. Ils sont caractéristiques des roches *volcaniques stricto sensu*. Dans les *faciès subvolcaniques,* c'est-à-dire à des pressions plus élevées et en présence de nombreux gaz volcaniques, des minéraux intratelluriques se forment à leur place, et l'on retrouve ceux-ci sous forme de phénocristaux dans les roches volcaniques. Parmi les minéraux caractéristiques du faciès subvolcanique, les *amphiboles,* qui remplacent partiellement les clinopyroxènes du faciès volcanique, constituent des cristaux de composition chimique très complexe, caractérisés par la présence d'un groupement oxhydryle OH. La *hornblende* est l'un des plus importants représentants de cette famille $(OH)_2Ca_2\ (Mg, Fe)_4Al_2Si_7O_{22}$.

La *biotite,* ou mica noir, appartenant à la famille des phyllosilicates, est aussi caractérisée par la présence du groupement OH : $(OH)_2KAl(Mg,Fe)_3Si_3O_{10}$; elle remplace dans le faciès subvolcanique la leucite et l'olivine du faciès volcanique.

Enfin, il faut signaler qu'en présence de gaz et à pression élevée, la pigeonite ne peut se former. A sa place apparaissent l'*augite* et l'*hypersthène*.

Les produits pyroclastiques

On désigne par ce terme tout le matériel brisé émis par les éruptions à caractère explosif. Selon la nature et la grosseur des fragments, on distingue différents types de produits pyroclastiques.

— *Les cendres,* improprement appelées ainsi, sont le matériel le plus fin, constitué de petites esquilles de verre volcanique frais, auxquelles viennent s'ajouter des matériaux provenant de l'usure et de la pulvérisation des roches constituant les parois de la cheminée; parfois, pendant les éruptions de ce produit, des gouttes de pluie englobent des particules de cendre, les cimentent et forment ainsi de petits globules, que l'on appelle des *pisolithes*.

— *Les sables* diffèrent des cendres uniquement par les dimensions de leurs particules; les cristaux isolés sont fréquents.

— *Les lapilli* sont de petits fragments de taille comprise entre 0,2 et 2 cm de diamètre.

— *Les scories* sont des fragments bulleux de lave relativement fluide refroidie à l'air pendant l'éruption.

— *Les ponces* sont des fragments bulleux de lave si légers qu'ils peuvent flotter.

— *Les blocs* sont des fragments de roches plus gros que les lapilli, arrachés aux parois de la cheminée.

— *Les bombes* sont des débris de lave qui pendant leur vol dans l'air acquièrent, par leurs mouvements de rotation, des formes caractéristiques. Si le magma est assez fluide, des bombes en *fuseau ou rubanées* se

forment. Si au moment de la chute elles sont encore visqueuses, elles se déforment, s'incurvent et s'écrasent. Souvent elles contiennent un noyau de matière étrangère.

Si le magma est très visqueux, des *bombes en croûte de pain* ou des *bombes explosives* prennent naissance. Les premières se forment lorsque l'on a un noyau encore visqueux, qui gonfle, prend un aspect ponceux et provoque dans la croûte presque solide de nombreuses fissures lui conférant l'aspect d'une croûte de pain. Dans les secondes, au contraire, la croûte de la bombe étant déjà solidifiée, lorsque le noyau se gonfle, les fragments anguleux de la croûte sont éjectés; il reste ainsi un noyau en forme de bombe en croûte de pain polygonale.

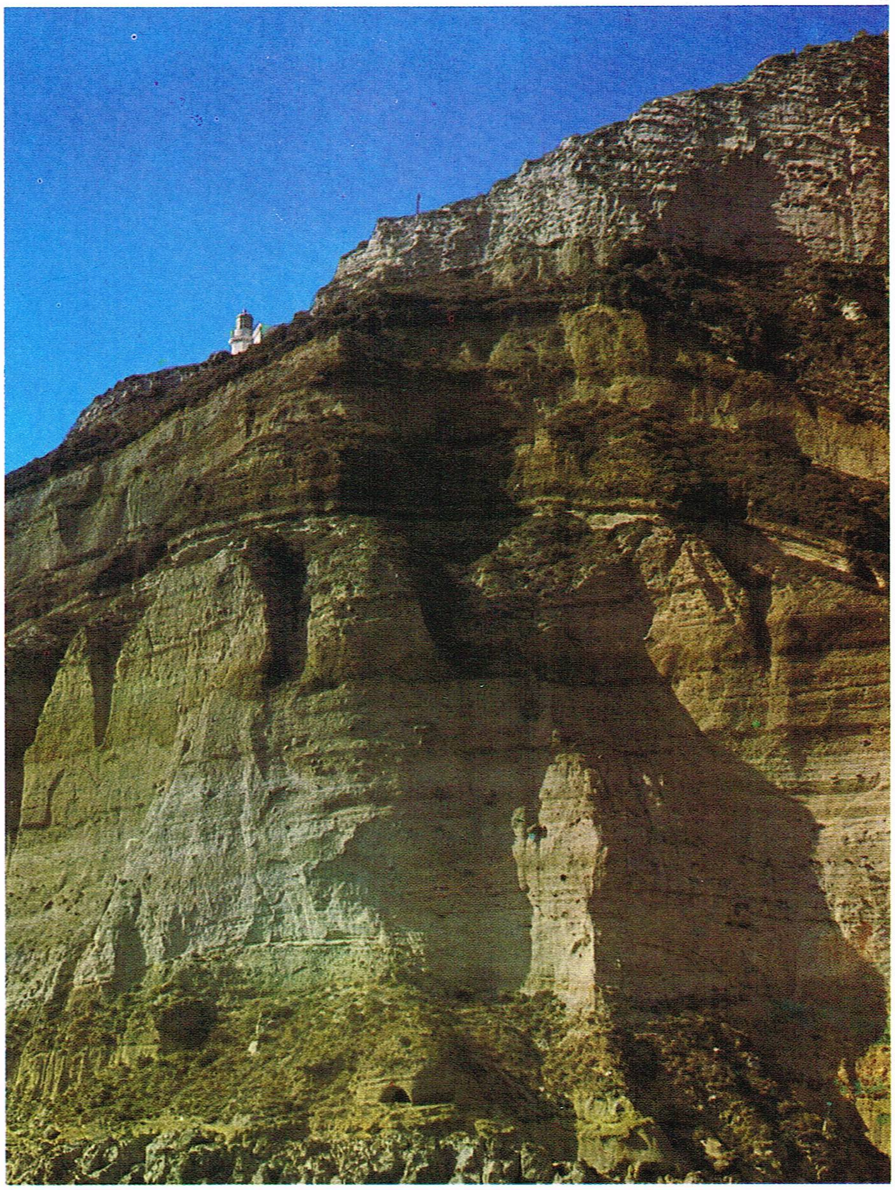
Les *gouttes* ou *billes de lave* pédonculées peuvent aussi être considérées comme de très petites bombes de lave très fluide. Pendant la chute, les filaments se détachent des billes et, transportés par le vent, s'accumulent pour former les *cheveux de Pelé* (laquelle était la déesse du Feu pour les Hawaïens).

— *Les tufs* résultent de l'accumulation de matériaux incohérents cimentés par des circulations d'eau. En fonction du matériel qui les constitue, on distingue : les *tufs cinéritiques,* les *tufs ponceux* et les *tufs bréchiques.* Ils sont généralement stratifiés; cependant, il faut également signaler les *tufs chaotiques* et les *tufs soudés.* Les premiers sont formés par des matériaux cimentés, de nature et de dimensions très variées, sans aucune stratification. Les seconds prennent naissance lorsque les esquilles vitreuses sont encore suffisamment plastiques au moment du dépôt pour se souder les unes aux autres, ce qui ne peut avoir lieu qu'à une température encore relativement élevée. On aboutit ainsi à des *bancs de scories soudées* et à des dépôts constitués par des cendres et des particules de lave.

Les ignimbrites sont aussi des couches très étendues de tufs soudés, déposés par des nuées ardentes émises pendant les éruptions fissurales de magmas acides très visqueux. Les parties centrales de ces dépôts sont facilement confondues avec des coulées de laves; elles en diffèrent toutefois : vers le haut, elles passent progressivement à des cinérites peu ou non soudées.

Les produits volcaniques sous-marins

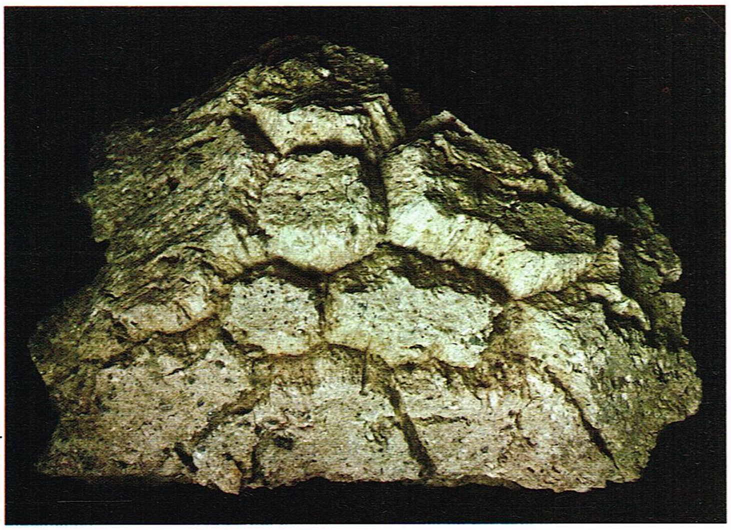
La lave fluide qui s'épanche vers le fond de la mer est brusquement refroidie par l'eau et se désagrège en formant des amas de fragments vitreux, que l'on appelle *hyaloclastites.* La lave, protégée par ces couches superficielles, forme un peu plus profondément des coulées compactes qui, par suite du refroidissement, acquièrent une structure prismée. Les coulées, entraînant de manière irrégulière la couche hyaloclastique sus-jacente, provoquent ainsi des fractures dans lesquelles pénètre la lave sous-jacente liquide; celle-ci forme ainsi des *dykes.* Au contact des hyaloclastites imbibées d'eau, ces intrusions se recouvrent aussi d'une couche vitreuse qui est, à son tour, partiellement désagrégée. Près de la surface de la coulée, par suite du brusque refroidissement, des amas de lave arrondis et recouverts d'une enveloppe vitreuse se forment fréquemment. Ils sont caractérisés par une



Gottini

▲ **Un exemple de tufs stratifiés :** *au-dessus de la discordance* **on observe un banc de scories soudées** *en alternance avec les tufs;* **en haut, des tufs ponceux** *(Punta dell'Imperatore, Ischia).*

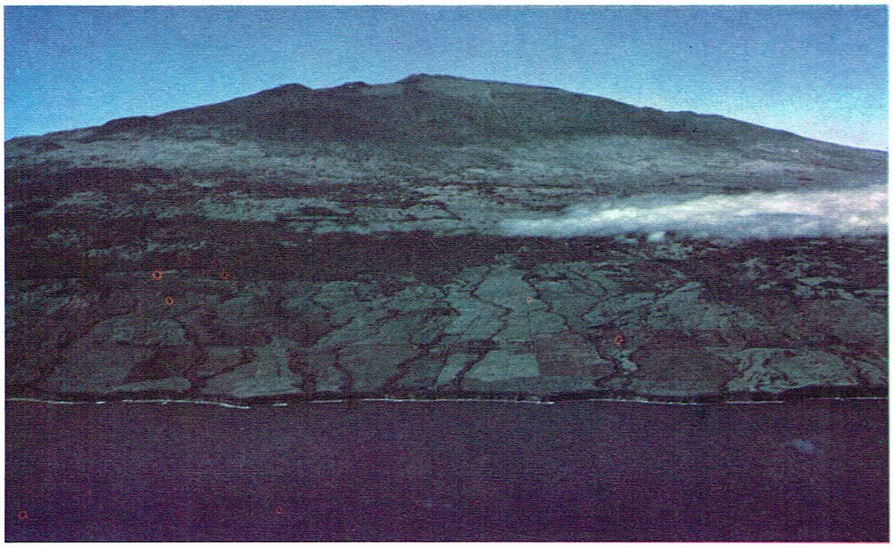
▼ *A gauche, une* **bombe volcanique en « croûte de pain »** *(île de Vulcain, îles Éoliennes). A droite, l'illustration montre la superposition d'une coulée subaérienne de l'Etna sur une coulée sous-marine, dite en* **« pillow lavas »** *ou* **laves en oreiller.**



C. Bevilacqua



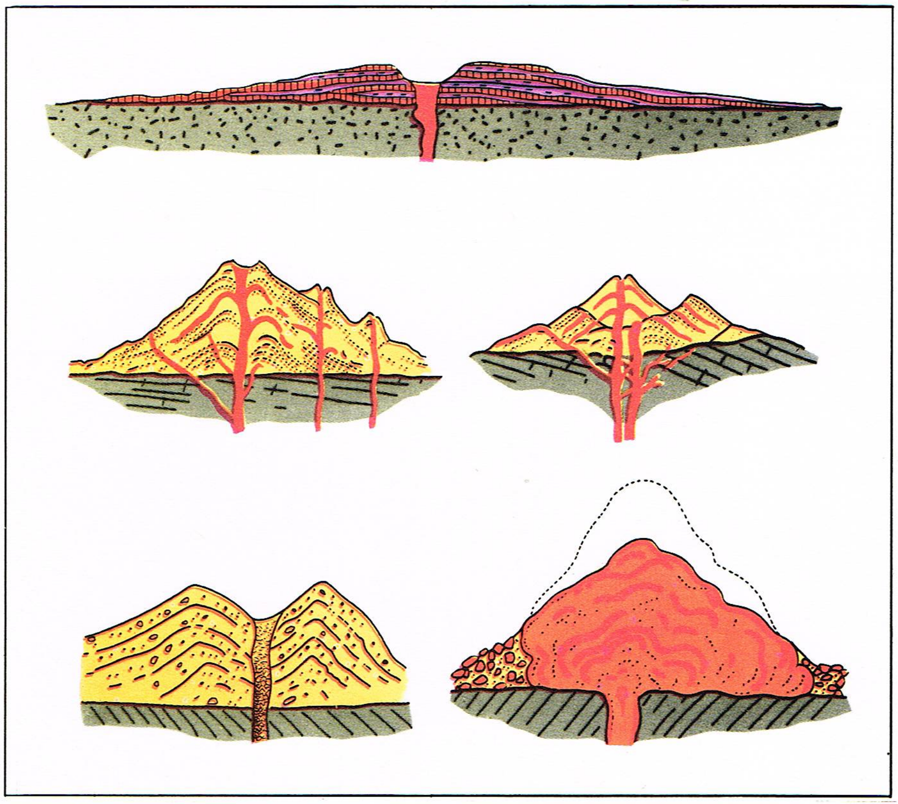
Rittmann - Gottini



Ostman - E. Muench

▲ *Vue aérienne du Mauna Loa (Hawaii), imposant exemple de* **volcan en bouclier.**

▼ *Représentation schématique de divers types d'édifices volcaniques : volcan en bouclier (en haut); stratovolcan (au centre); volcan de scories (en bas, à gauche); dôme endogène (en bas, à droite).*



I.G.D.A.

structure interne rayonnante dont le refroidissement est responsable. En raison de leur forme, ils prennent le nom de *pillowlavas*, ou *laves en oreiller*.

Les hyaloclastites sont souvent remaniées par des courants sous-marins et par des mouvements de convexion dus au réchauffement de l'eau lors de l'éruption. Les hyaloclastites remaniées ne doivent pas être confondues avec les *tuffites*. Celles-ci sont, au contraire, constituées par du matériel pyroclastique subaérien, soit tombé dans l'eau, soit, plus fréquemment, érodé et transporté du continent vers la mer ou dans les lacs où il se mélange avec les matériaux sédimentaires.

Morphologie et structure des volcans

La morphologie et la structure des édifices volcaniques sont déterminées par des types d'éruptions qui dépendent de la nature des magmas, et en particulier de leur viscosité. D'autres facteurs très importants, comme l'état tectonique de la croûte terrestre, la stratigraphie, la topographie et le milieu (continental ou marin), interviennent de manière non négligeable. Le nombre de ces facteurs est à la base de la diversité des édifices volcaniques. Ainsi, chaque grand volcan présente des caractères qui lui sont propres, en raison non seulement des caractères cités ci-dessus, mais également de leur variation dans le temps. Chaque volcan résulte de l'histoire des éruptions qui l'ont construit avec les matériaux laviques ou pyroclastiques, ainsi que de l'évolution du milieu dans lequel il s'est agrandi.

Une systématique rigide des volcans est donc extrêmement difficile et subjective, car elle dépend du choix des caractères considérés comme les plus importants, tels que : la forme de la voie d'ascension de la lave (faille ou cheminée), la nature des produits (laves ou pyroclastites), le milieu (subaérien, sous-marin, sublacustre, périglaciaire), etc. Dans le cas des grands volcans, on constate souvent un changement de ces facteurs avec le temps; c'est pourquoi l'édifice qui en résulte est très complexe. Malgré ces difficultés s'opposant à une classification systématique des volcans on peut distinguer, à côté des types complexes, des prototypes de volcans simples.

Les plateaux basaltiques

Les plateaux basaltiques sont des « volcans tabulaires » dus à des effusions successives de magmas basaltiques, très fluides, le long de fractures ou de failles très importantes. La structure de tels volcans est caractérisée par la superposition de puissantes couches basaltiques, traversées ça et là par de grands dykes. Le long de la faille même, on trouve de nombreux petits cônes de scories alignés, formés vers la fin de l'éruption, qui seront ensevelis successivement par les éruptions ultérieures.

Les plateaux basaltiques atteignent d'énormes dimensions. Au Deccan (Indes), où ils prennent le nom de *trapps,* ils couvrent environ 1 000 000 de km², au Paraná (Brésil) plus de 750 000 km²; ils peuvent dépasser des épaisseurs de 3 000 m.

Les volcans en bouclier

Les volcans en bouclier, construits par de nombreuses éruptions centrales, ont la forme d'un cône très aplati avec des cratères sommitaux à parois presque verticales que l'on appelle *pit craters,* ou *puys,* lesquels sont parfois remplis par un lac de lave.

En fonction de leurs dimensions et de leurs structures, on distingue des volcans en bouclier de *type islandais,* qui sont les plus petits, et des volcans en bouclier de *type hawaïen,* dont les gigantesques dimensions sont dues à des éruptions le long des flancs du volcan par un système de fractures rayonnantes. Si les éruptions latérales se répètent, l'édifice volcanique s'élargit et la partie la plus haute devient ainsi presque plane.

Le plus grand volcan en bouclier actif est le Mauna Loa Hawaii, dont le sommet se situe à 4 200 m d'altitude et la base à plus de 5 500 m sous la mer.

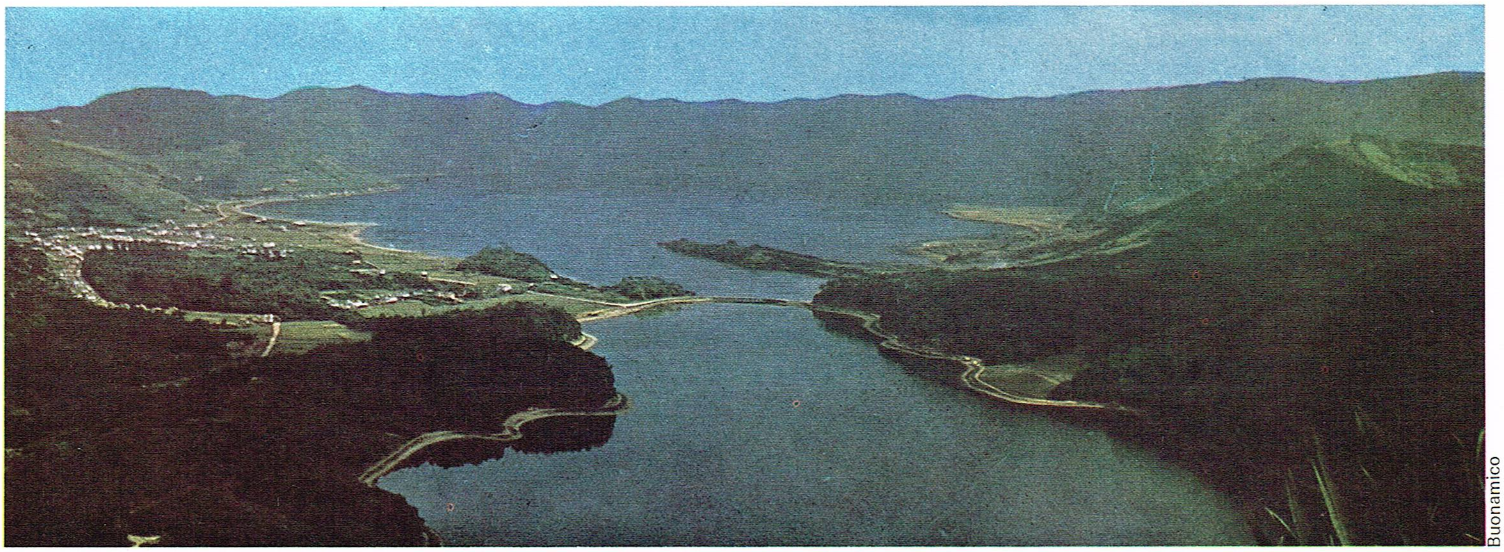
Des volcans moins importants, formés par des magmas fluides pendant une seule éruption, sont constitués par un cône et une seule coulée de lave. La forme de cette dernière et sa longueur ne dépendent pas uniquement de la quantité de lave émise, mais aussi et surtout de la configuration topographique.

Les stratovolcans

Les stratovolcans sont constitués par la superposition de strates pyroclastiques et de coulées de laves. La forme classique est conique avec des flancs convexes et, au sommet, un cratère *en forme d'entonnoir.*

En fonction de l'importance relative des bancs pyroclastiques et des coulées, on peut distinguer : des *stratovolcans à lave dominante,* des *stratovolcans où la quantité des deux produits est équivalente* et *des stratovolcans à matériel pyroclastique dominant.* Les deux premiers types de volcans sont le résultat d'éruptions de magmas relativement fluides. Leur structure stratifiée *périclinale* est souvent compliquée par la présence de *dykes couches* localisés dans la partie centrale du volcan et par des *dykes rayonnants.* Le troisième type de stratovolcan, dû à des éruptions de magma très visqueux, est très fréquent. Souvent le cône est constitué essentiellement de couches de ponces, cendres et tufs chaotiques déposés par des nuées ardentes et des *lahars,* tandis que dans les cratères se forme un dôme parfois traversé par une aiguille solide.

Les stratovolcans les plus importants sont localisés dans les zones orogéniques autour du Pacifique, en Indonésie, etc. Les massifs du Mont-Dore et du Cantal, le Vésuve et le Stromboli sont des stratovolcans typiques,



▲ *Lac formé dans la* caldeira *sommitale du volcan Sete Cidades, à l'ouest de l'île de San Miguel (Açores).*

tandis que l'Etna est un stratovolcan riche en coulées qui se rapproche des volcans en bouclier.

Les couvertures ignimbritiques

Ces couvertures sont dues à des éruptions fissurales de magmas très visqueux. Le matériel qui les forme est émis sous forme de nuées ardentes débordantes. La structure interne des couches ignimbritiques, compacte dans les parties inférieures, plus poreuse vers le haut et les bordures, passe enfin progressivement à des tufs friables et stratifiés. La partie soudée, compacte, présente un débit grossièrement prismatique et irrégulier. Les fractures qui ont émis le matériel sont remplies par ce débit; elles sont toutefois invisibles car elles sont recouvertes par la couche ignimbritique.

Cependant, des dômes de lave formés dans ou sur la couverture lorsque le magma était déjà dégazé, soulignent la direction de la fissure.

D'énormes couches ignimbritiques engendrées par la superposition des produits de plusieurs éruptions linéaires recouvrent des surfaces très vastes, comme Taupo-Rotorua (26 000 km^2) en Nouvelle-Zélande, et le lac Toba (25 000 km^2) dans l'île de Sumatra.

Les caldeiras et les effondrements volcano-tectoniques

Les caldeiras sont des zones topographiquement déprimées, de forme subcirculaire, créées par l'effondrement d'une partie de l'édifice volcanique à la suite d'éruptions ayant vidé la cheminée ainsi que, parfois, également les parties les plus hautes du réservoir magmatique. Si les effondrements postéruptifs se succèdent, il en résulte des caldeiras plus complexes avec des *contours festonnés,* comme celle des champs Phlégréens près de Naples. Dans de nombreux cas, l'activité volcanique continue après la formation de la caldeira et se manifeste par l'installation dans celle-ci d'un certain nombre de petits cônes; c'est le cas des champs Phlégréens, un autre exemple fameux étant la caldeira du Tengger (Java), où l'on compte sept petits volcans.

Des caldeiras semblables, mais de dimensions plus grandes et de contours polygonaux, correspondent à des effondrements volcano-tectoniques qui se forment lors des grandes éruptions ignimbritiques le long des fractures. Le lac Toba, précédemment cité, en est un exemple : son diamètre maximal atteint presque 90 km.

▼ *Le pic de Teide (Tenerife),* stratovolcan *avec au premier plan une coulée de* lave à blocs.



▶ Le cratère central de l'Etna a surgi sur le flanc occidental de la Valle del Bove, *nom donné à la caldeira sommitale du Trifoglietto. Cette structure volcanique complexe constitue un exemple* de volcan composite.



▶ Page ci-contre, de haut en bas : 6 coupes théoriques, dont 5 de volcans composites *à évolution normale; on observe le passage de l'effusion de laves basiques fluides aux phénomènes explosifs, avec dépôt de matériaux pyroclastiques dus à la forte viscosité des magmas acides; dans les troisième et cinquième dessins, l'activité volcanique se termine par la formation d'un dôme endogène. Le sixième et dernier schéma, en bas, représente* un volcan composite avec une aiguille terminale.

Les horsts volcano-tectoniques

Si une masse magmatique s'insère à une profondeur de quelques kilomètres dans des roches de poids spécifique plus élevé, elle exerce une poussée d'Archimède suffisante pour fracturer le toit du bassin magmatique. Les lambeaux de roche ainsi formés sont ensuite soulevés à différents niveaux; on les appelle aussi des horsts volcano-tectoniques. Souvent, le long des fractures et des failles qui délimitent les différents panneaux ou lambeaux, se manifestent des éruptions volcaniques qui construisent de petits volcans. Un exemple classique est celui du horst de l'île d'Ischia.

Les volcans composites

Dans de nombreux volcans, l'axe éruptif se déplace, latéralement, provoquant ainsi la formation de différents cônes qui se recoupent. Des volcans très complexes prennent ainsi naissance : on les qualifie de composites.

L'Etna est un exemple de *volcan composite,* formé par différents appareils volcaniques ensevelis sous les projections plus récentes. A la base de l'Etna, il y a des basaltes sous-marins sur lesquels se forment des stratovolcans, parmi lesquels le Calanna et le Trifoglietto avec sa vaste caldeira sommitale que l'on appelle *Valle del Bove.* L'ensemble a subi un soulèvement intense par à-coups, dû à la tectonique régionale. C'est sur le flanc occidental de la *Valle del Bove* que s'est formé l'Etna actuel en activité. Cette structure volcanique, déjà très complexe, a été encore compliquée par de nombreuses éruptions excentriques qui ont construit des petits volcans de scories avec d'importantes coulées de lave.



▶ Le cratère de l'Asamayama (Japon).

Le Vésuve est un autre exemple de volcan composite. Son activité a commencé par la formation de couches ignimbritiques et de dômes trachytiques sur lesquels s'est installé un grand stratovolcan : le Monte Somma ; ensuite, la partie centrale du volcan s'est effondrée, formant ainsi la caldeira sommitale dans laquelle, à une époque historique, est apparu l'actuel volcan actif.

Les chaînes de volcans installés sur une même fracture sont assez fréquentes. Les alignements de volcans construits par différentes éruptions ne doivent pas être confondus avec les petits cônes qui se forment sur une seule fracture au cours d'une éruption fissurale. Un exemple caractéristique de volcans alignés est celui de la chaîne des Puys, en Auvergne.

Les volcans sous-marins

Les *hyaloclastites* désignent les produits tabulaires d'émission sous-marine. On connaît aussi, spécialement dans l'océan Pacifique, des volcans à cône central, appelés *sea mounds,* dont les flancs sont peu inclinés (10 à 12°) et qui sont formés par des hyaloclastites. Si la couche d'eau est faible, de tels édifices peuvent rejoindre et dépasser le niveau de la mer : ils constituent ainsi des îles. Dans ce cas, le volcanisme prend un caractère subaérien, avec des scories et des fontaines de lave. Des exemples d'îles volcaniques sont l'île de Capelinhos (Açores), l'île de Surtsey (Islande) et l'île Ferdinandea (Sicile).

G. Ganna

Distribution géographique des volcans et relations entre le volcanisme et la tectonique

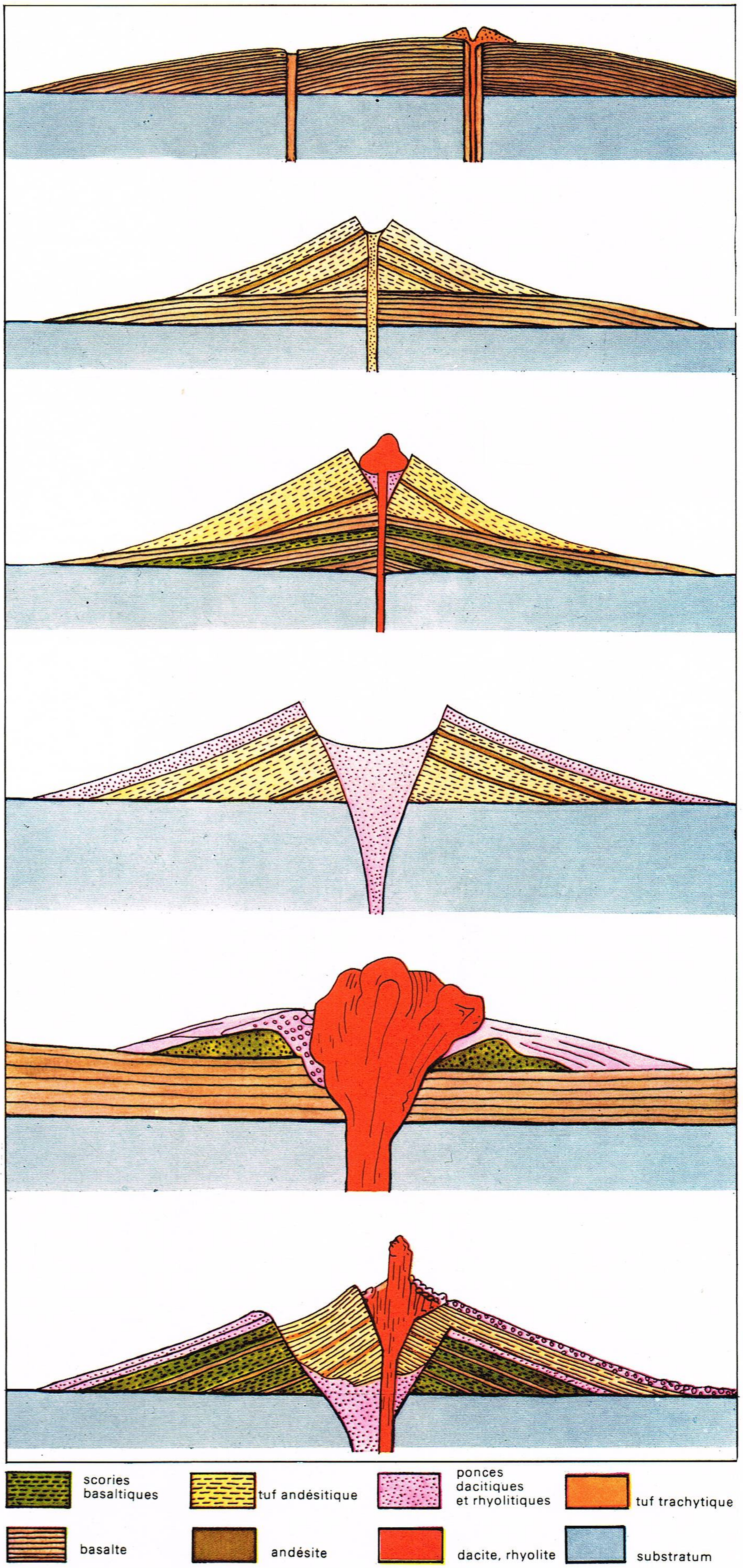
On considère qu'un volcan est actif s'il a été en éruption pendant une époque de l'histoire, même s'il semble éteint actuellement. On connaît plus de 700 volcans, dont environ 60 % forment autour de l'océan Pacifique la « ceinture de feu ». Dans cette dernière ils sont ainsi répartis : 116 dans les îles Kouriles (Japon) ; 123 des Philippines à la Nouvelle-Zélande ; 80 dans les Amériques ; 107 en Alaska, dans les îles Aléoutiennes et dans la péninsule de Kamtchatka. La ceinture de feu compte donc, au total, 426 volcans actifs circumpacifiques qui appartiennent pour la plupart au type explosif, c'est-à-dire avec un magma visqueux, très souvent acide. Les 108 volcans de l'Indonésie sont du même genre ainsi que les 2 du Caucase, ceux du Santorin (Méditerranée orientale) et les 8 des Petites-Antilles. Tous ces volcans sont situés dans des régions orogéniques.

Les volcans effusifs, contrairement aux volcans explosifs, produisent des magmas fluides et basiques (généralement des basaltes et leurs produits de différenciation) et se situent dans des zones non orogéniques, mais *cratoniques* (craton : aire stable de grande taille, ainsi nommée par Stille [1936]), où la croûte terrestre est soumise à des phénomènes de distension et de fracturation. Les volcans de ce type se répartissent ainsi : 23 dans les îles Hawaii et d'autres îles de l'océan Pacifique ; 70 dans les îles de l'océan Atlantique et de l'océan Indien ; parmi ces derniers, 27 se trouvent en Islande. En outre, environ 50 volcans de type basique effusif, liés aussi à des zones de distension et de fracture, se placent le long des grands fossés d'effondrement africains. Aux zones cratoniques doivent aussi être rattachés les plateaux basaltiques et de nombreux volcans sous-marins très profonds.

La distribution des volcans explosifs dans les zones orogéniques et des volcans effusifs dans les zones cratoniques montre clairement que le *dualisme du volcanisme* est intimement lié à la structure et la tectonique de l'écorce terrestre.

Cette subdivision fondamentale en volcans caractéristiques des régions orogéniques et volcans des régions cratoniques a été faite par des pétrographes qui, au début de ce siècle, ont introduit la notion de *provinces pétrographiques* (F. Becke et J.W. Judd) ou *régions comagmatiques* (H.S. Washington) ; plus précisément, ils ont distingué la *province pacifique,* qui regroupe les volcans des zones orogéniques, et la *province atlantique* pour les produits des régions cratoniques. Par la suite, Niggli a créé la *province méditerranéenne* pour les volcans de l'Italie centrale et méridionale. En se basant plus particulièrement sur la composition chimique des feldspaths dans ces roches, d'autres auteurs ont parlé de *série calco-alcaline* (Pacifique), de *série alcaline* ou *sodique* (Atlantique) et d'une *série potassique* (Méditerranée).

H. Tazieff



I.G.D.A.

PROCESSUS PÉTROGÉNÉTIQUES DANS LA LITHOSPHÈRE

Les propriétés chimico-physiques des éléments majeurs, des éléments mineurs et des éléments traces aboutissent à leur localisation dans des niveaux bien précis de la croûte terrestre et dans des roches de composition chimique bien définie. Leur comportement est donc déterminé par les différents processus pétrogénétiques.

On peut distinguer trois processus pétrogénétiques principaux : le *processus magmatique,* donnant naissance aux roches ignées ou éruptives, intrusives et effusives que nous étudierons en premier lieu ; le *processus métamorphique,* qui provoque, par une augmentation de température et de pression, la transformation plus ou moins importante des roches sédimentaires ou éruptives en roches métamorphiques; enfin, le *processus sédimentaire,* qui résulte de l'altération, du transport et de la sédimentation de roches préexistantes et aboutit à la formation des roches sédimentaires (argiles, calcaires, grès, etc.). Les lois cristallochimiques et les propriétés thermodynamiques de la matière gouvernent l'affinité des éléments pour l'un ou l'autre type de roches.

Si l'on observe la composition chimique des trois principaux types de roches de la lithosphère, on constate que la composition moyenne des roches sédimentaires est très voisine de la composition chimique moyenne des roches métamorphiques; par ailleurs, ces valeurs sont très semblables à la moyenne de celles des roches éruptives, ce qui est assez logique car elles en dérivent. Par contre, la composition chimique moyenne des roches éruptives se rapproche énormément de celle des laves andésitiques (voir tableau ci-dessous) :

	%		%
SiO_2	59,14	CaO	5,08
Al_2O_3	15,34	Na_2O	3,84
Fe_2O_3	3,08	K_2O	3,13
FeO	3,80	H_2O	1,15
MgO	3,49	TiO_2	1,05

Les autres éléments entrent en quantité mineure.

▼ ***Cette* dunite *est composée presque exclusivement par de l'olivine (lame mince en nicols croisés).***



Archives Photo B

A l'intérieur de chacun des trois grands groupes de roches il existe une répartition marquée des éléments majeurs, mineurs et des traces. C'est du fait de cette répartition que se forment des concentrations particulièrement élevées en un ou plusieurs éléments. Par exemple, dans le groupe des roches sédimentaires, les latérites sont très riches en aluminium et en fer, alors que les calcaires et les dolomies sont caractérisées par des teneurs très élevées en calcium et en magnésium. Contemporainement, on trouvera dans ces roches tous les éléments mineurs ou les traces qui, par leurs propriétés chimiques (affinité, solubilité, nature des solutions, etc.) ou par leurs propriétés cristallochimiques (nature des liaisons, dimensions ioniques, coordinence, électronégativité), suivent géochimiquement l'aluminium, le calcium et le magnésium.

Les trois processus pétrogénétiques principaux sont donc responsables de la répartition et du fractionnement des éléments dans les différentes roches. Dans les processus magmatiques, les propriétés physico-chimiques, telles que le point de fusion, l'entropie, l'enthalpie, le type de liaison, la polarité, les dimensions ioniques, sont déterminantes. Il en va de même pour le processus métamorphique proprement dit, pour le processus métasomatique, ainsi que pour le processus sédimentaire de nature chimique et biochimique. Par contre, les propriétés minéralogiques sont le facteur essentiel qui détermine la concentration des éléments majeurs et mineurs dans le processus sédimentaire résiduel générateur des roches détritiques. Dans ce cas, les deux propriétés essentielles sont : la dureté des minéraux ainsi que leur résistance aux phénomènes d'altération et de lessivage. Les éléments en trace se répartissent en fonction des caractères physico-chimiques et minéralogiques des minéraux dans lesquels ils sont dispersés.

Les roches ignées ou magmatiques

Les roches ignées ou magmatiques résultent de la solidification des magmas, c'est-à-dire de quantités importantes de matière partiellement ou entièrement fondue. Le magma se trouve à une température qui varie entre 700 et 1 300 °C dans les niveaux les plus profonds de l'écorce terrestre. On utilise les termes de *roches éruptives* ***effusives*** ou ***volcaniques*** pour désigner celles qui arrivent à la surface du globe où elles se solidifient, et ceux de *roches éruptives* ***intrusives*** ou ***plutoniques*** lorsque la solidification du magma se fait en profondeur.

On peut aussi utiliser le terme plus large de *roches ignées,* qui souligne l'origine commune de ces roches à une température élevée quelles que soient leurs conditions de refroidissement. Le terme de *roches magmatiques,* également utilisé au sens large, suppose qu'elles se sont formées aux dépens d'un bain fondu. Certains auteurs s'opposent à cette définition et pensent que les granites se sont formés par transformation de roches préexistantes à l'état solide.

L'origine et la nature exacte des magmas ne peuvent être étudiées que de manière indirecte car on ne peut observer le magma liquide, sauf dans le cas des coulées de lave. En profondeur, le magma se trouve dans des réservoirs ou chambres magmatiques qui ne communiquent pas directement avec la surface. Le seul moyen de connaître sa nature consiste à étudier la composition chimique, la minéralogie, les structures et textures des roches intrusives qui dérivent de sa consolidation et que l'érosion des couches sus-jacentes amène à l'affleurement.

Étant donné que les roches ignées, aussi bien intrusives qu'effusives, sont constituées essentiellement par des minéraux silicatés (ou par du verre ayant la même composition que les silicates), il est logique de penser que le magma est constitué par un bain fondu de silicates (silicaté). On peut fondre en laboratoire des échantillons de roches ignées en les chauffant à des températures élevées (1 000 °C à 1 300 °C). Si l'on opère sous pression et en présence d'éléments volatils, la température de fusion de la roche et de ses minéraux est beaucoup plus basse (650 °C à 950 °C). On sait que les magmas contiennent des quantités variables d'*éléments volatils* qui abaissent le point de fusion de nombreux silicates, donnant ainsi

la possibilité au magma de rester liquide même à des températures inférieures à celles requises pour fondre les roches en laboratoire. En effet, les températures qui existent dans les différents niveaux de la croûte terrestre ne sont pas suffisantes pour fondre des roches en l'absence d'éléments volatils.

Les principaux éléments volatils rencontrés dans les magmas peuvent être communément observés à l'état gazeux aux évents des volcans actifs. Il s'agit essentiellement de vapeur d'eau, d'anhydride carbonique, d'hydrogène, de chlore, de fluor (sous forme d'acides) et de nombreux autres gaz. A l'origine, ces gaz sont en solution dans les magmas en raison de la pression élevée; ils contribuent à diminuer la viscosité du bain fondu et à augmenter leur pouvoir intrusif. Les teneurs en éléments volatils présents dans les magmas atteignent quelques unités pour cent en poids; les derniers résidus de cristallisation sont enrichis en éléments volatils.

Les structures des roches ignées démontrent qu'au moment de l'intrusion du magma dans les roches encaissantes et de son éruption sous forme de lave, celui-ci contient déjà des phases solides sous forme de *phénocristaux intratelluriques*. L'état normal du magma en profondeur est celui d'une suspension de cristaux dans un liquide plus ou moins visqueux. Des substances qui, à pression ordinaire et à la température du magma, devraient se trouver à l'état gazeux, sont dissoutes dans le bain fondu en raison de la pression élevée. L'origine primaire du magma est encore mal connue et fait l'objet de discussions entre les chercheurs. La question qui se pose est la suivante : dérivent-ils des niveaux les plus profonds de l'écorce terrestre où l'état physique de la matière est mal connu, ou bien proviennent-ils, comme le pensent certains, de la fusion plus ou moins complète de roches préexistantes amenées par des dislocations de la croûte dans des niveaux profonds où la température élevée provoque la liquéfaction des minéraux à point de fusion bas. En tout cas, chaque type de magma a certainement un mode de genèse qui lui est propre.

Selon C.E. Wegmann et ses disciples la plupart des roches plutoniques de composition granitique et granodioritique dériveraient de la granitisation des roches préexistantes métamorphiques ou sédimentaires ou ignées de compositions différentes de celle du granite. Il se produirait un processus métasomatique dans les niveaux inférieurs de la croûte terrestre, avec l'apport de certains éléments chimiques et le départ d'autres dans des conditions physico-chimiques différentes de celles des magmas liquides. Par contre, le cas des granites intrusifs, capables de traverser brutalement les roches encaissantes, doit être rapproché du mode de formation des magmas liquides.

Les éléments chimiques présents dans le bain fondu sous forme de groupements ioniques s'unissent pendant le processus de cristallisation pour former des structures ordonnées qui sont à l'origine des édifices cristallins des minéraux. Les groupements ioniques sont représentés par des tétraèdres SiO_4 et AlO_4, auxquels se joignent des groupements ioniques complexes de composition voisine ($AlSiO_4$, $AlSi_2O_6$, $AlSi_3O_8$, SiO_2, etc.), analogues à ceux des réseaux cristallins des silicates. Les éléments volatils dissous dans le magma diminuent le degré de liaison des groupes ioniques, provoquant ainsi une diminution de la viscosité du magma. Le bain fondu renferme aussi des cations métalliques libres (sodium, potassium, calcium, fer, magnésium) qui se placeront dans les réseaux cristallins au cours du refroidissement de la roche.

Les roches ignées, intrusives et effusives, sont regroupées en *sialiques* et *fémiques*, selon la division créée par le géologue autrichien E. Suess. Ce chercheur désignait par ***sial*** la partie supérieure de l'écorce terrestre caractérisée par des roches riches en quartz et en alumino-silicates de sodium et de potassium, le ***sima*** étant la partie située sous le sial et caractérisée par des roches riches en silicates de magnésium et de fer. Les roches sialiques sont aussi appelées *acides* du fait de leur richesse en silice libre (le quartz SiO_2) ou combinée dans les silicates; la silice libre, en solution ou à l'état fondu, se présente sous forme de tétraèdres SiO_4, isolés ou associés de manière différente. Les roches fémiques sont aussi appelées *basiques* par *opposition* aux roches acides et sont caractérisées par l'abondance en éléments métalliques et alcalino-terreux (fer, magnésium, calcium) dont les oxydes ont une fonction basique. Naturellement, on trouve tous les stades de passage entre ces deux types extrêmes de roches.


I.G.D.A. - Archives B

▲ ***Ignimbrite rhyolitique (Predazzo, Val di Fiemme, Dolomites italiennes); cristaux de quartz lacunaires et corrodés, feldspaths et biotite dans une mésostase recristallisée (lame mince en nicols croisés [collection privée]).***

La composition minéralogique des roches ignées

La composition minéralogique des roches ignées constitue l'un de leurs principaux critères de classification; nous allons brièvement signaler les caractères des principales familles de minéraux présents dans les roches.

Le **quartz** (SiO_2) est sans doute le minéral le plus commun des roches sialiques. Il est généralement absent dans les roches fémiques et présent en faibles quantités dans les roches intermédiaires.

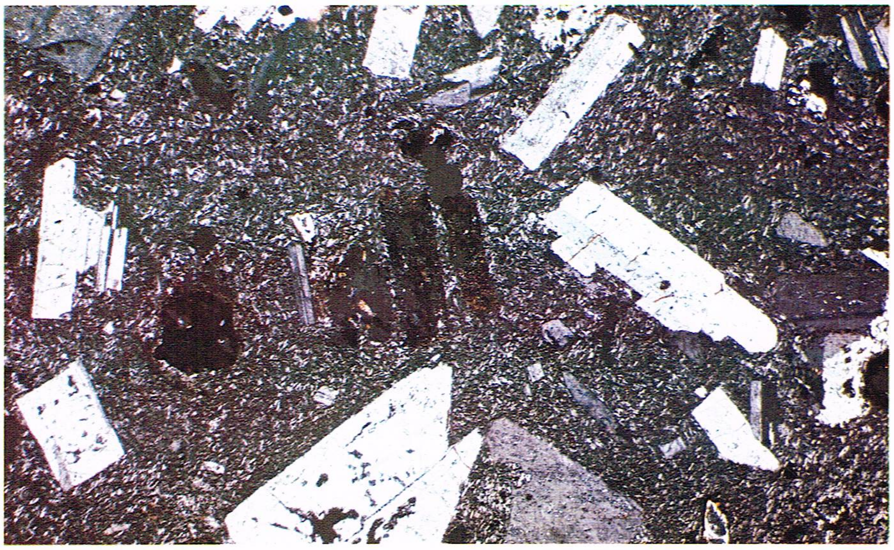
Dans les roches plutoniques, le quartz est présent sous sa forme α, avec un réseau à symétrie rhomboédrique, stable au-dessous de 573 °C sous pression atmosphérique. Il est généralement xénomorphe, car il cristallise dans les espaces laissés libres par les minéraux ayant cristallisé avant lui.

Dans les roches effusives, le quartz se présente en cristaux automorphes ou idiomorphes sous forme de deux pyramides accolées par une base hexagonale commune (dihexaèdre). Stable au-dessus de 573 °C (forme β), son réseau est hexagonal, il se transforme en quartz α au cours du refroidissement.

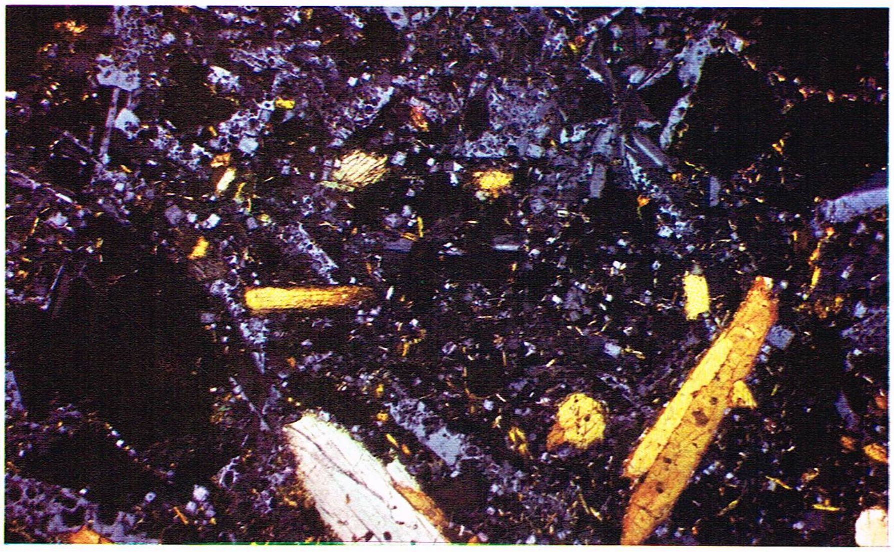
La silice peut aussi cristalliser sous forme de *tridymite* et de *cristobalite* dans les roches de type effusif où, en petites quantités, elles représentent des formes métastables. Ces formes sont généralement le résultat d'un début de cristallisation arrêtée par le brusque abaissement de température qui transforme le magma liquide en une masse vitreuse surfondue.

Les **feldspaths** sont des constituants fondamentaux des roches ignées. Ils sont présents dans presque tous les types pétrographiques intrusifs et effusifs, avec des compositions chimiques assez différentes. Ils se regroupent en deux familles : les *feldspaths alcalins* et les *plagioclases,* ou feldspaths calco-sodiques.

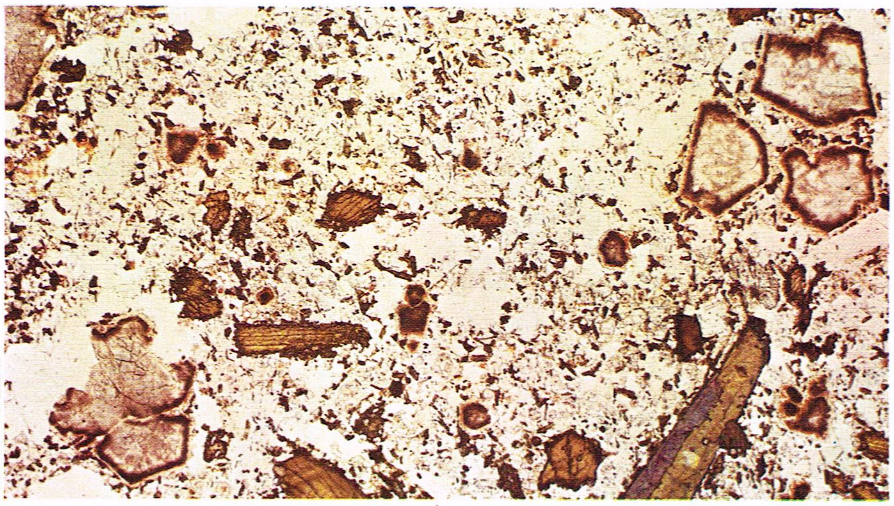
— Les principaux *feldspaths alcalins* présents dans les roches ignées sont, outre l'albite (voir plus loin), l'orthose, l'anorthose, le microcline et la sanidine. On peut tous les ramener à la formule (K, Na) $AlSi_3O_8$, mais ils diffèrent par la symétrie de leur réseau cristallin et par les substitutions isomorphes entre K et Na. Dans l'*orthose,* la plus grande partie des sites du réseau destinés à accueillir les ions alcalins est occupée par des ions potassium et seulement une petite partie par des ions sodium. Dans le cas de l'*anorthose,* c'est le contraire qui se produit, mais ce minéral est beaucoup moins répandu dans les roches ignées. Le *microcline* cristallise dans le système triclinique, tandis que l'orthose et la sanidine cristallisent dans le système monoclinique; il est reconnaissable à sa macle très caractéristique. Le réseau cristallin de la *sanidine*



Archives Photo B



Archives Photo B



Archives Photo B

▲ *En haut, phénocristaux de plagioclase plongés dans une mésostase, constituée elle-même de plagioclases microlitiques, dans une* **porphyrite** *(lame mince en nicols croisés). Au centre, prismes allongés de sanidine, de néphéline, plus courts, et de feldspathoïdes (sombres) dans un* **leucitophyre** *(lame mince en nicols croisés). En bas, la même section photographiée en nicols parallèles : dans la mésostase, on distingue de petits cristaux arrondis de leucite et d'autres, plus courts, de néphéline. Les phénocristaux sont de l'augite et un feldspathoïde du groupe noséanite-haüynite, avec une forte auréole sombre*

résulte d'une modification du réseau de l'orthose, stable à haute température (au-delà de 900 °C) ; pour cette raison, elle est le feldspath communément présent dans les roches effusives. L'anorthose est aussi un minéral stable à haute température, tandis que le microcline est stable à basse température.

— Les *plagioclases* constituent une famille minéralogique dont les différents termes ont une composition intermédiaire entre celle de l'*albite* ($NaAlSi_3O_8$) et celle de l'*anorthite* ($CaAl_2Si_2O_8$). Les termes intermédiaires sont désignés par : l'*oligoclase* ($Ab_{90-70}An_{10-30}$), l'*andésine* ($Ab_{70-50}An_{30-50}$), la *labradorite* ($Ab_{50-30}An_{50-70}$) et la *bytownite* ($Ab_{30-10}An_{70-90}$) ; les pourcentages de sodium et de calcium présents dans les plagioclases, estimés par l'analyse chimique classique, sont, dans ce symbolisme, recalculés en pourcentages moléculaires d'albite (Ab) et d'anorthite (An). L'albite, l'oligoclase et l'andésine se rencontrent dans les roches ignées sialiques. Dans les roches fémiques, les plagioclases sont calciques ; ils correspondent donc à des termes labradoriques ou bytownitiques, plus rarement anorthitiques.

On rencontre fréquemment dans les roches intrusives des *perthites* résultant de la séparation en deux feldspaths différents d'un minéral, stable à température plus élevée. Par exemple, dans le réseau de la sanidine, le potassium peut facilement être remplacé par le sodium ; le réseau de l'orthose, qui provient de la transformation de la sanidine au-dessous de 900 °C, permet une substitution très limitée du potassium par le sodium. Par conséquent, un cristal d'orthose peut contenir des petites veines d'albite, matérialisant les endroits où, pendant le refroidissement, s'est formé un réseau cristallin différent qui a accepté les ions sodium ne pouvant faire partie du réseau de l'orthose. Dans le cas des *antiperthites,* on observe de petites faccules de feldspath potassique dans des cristaux de feldspath sodique ; elles peuvent résulter d'une démixtion à partir de cristaux d'anorthose.

Les **feldspathoïdes** sont des minéraux dont la composition chimique est assez voisine de celle des feldspaths, mais dont le rapport silice/alcalins est plus petit ; on les trouve uniquement dans des magmas alcalins pauvres en silice. La *leucite* ($KAlSi_2O_6$) se présente en cristaux trapézoédriques ou arrondis de couleur blanche ; elle est caractéristique de certaines roches effusives fémiques, comme les laves du Vésuve. La *néphéline* ($NaAlSiO_4$) se trouve dans les roches alcalines effusives et intrusives. La *kaliophylite* présente une formule identique à la néphéline, mais le potassium remplace le sodium. On trouve, plus rarement, d'autres minéraux : la *sodalite,* la *noséane,* l'*haüyne,* avec une composition proche de celle des feldspathoïdes, mais plus complexe. Ils sont caractéristiques des roches effusives et contiennent dans leur réseau cristallin des éléments volatils (Cl, S). On trouve parfois, associée aux feldspathoïdes dans les roches ultrabasiques, la *mélilite,* qui est un silicate de calcium, de magnésium et d'aluminium à faible teneur en silicium. Ces roches à mélilite contiennent souvent de la *pérovskite* ($CaTiO_3$). Dans les roches intrusives alcalines, on trouve aussi des *zéolites* sodiques primaires, dont la plus importante est l'*analcime* ($NaAlSi_2O_6H_2O$). Elles résultent généralement de la cristallisation du dernier résidu fluide des magmas basiques et alcalins.

Les **micas,** représentés par la biotite (mica noir) et la muscovite (mica blanc), sont très fréquents, bien qu'en petites quantités, dans les roches ignées. La *biotite* est un aluminosilicate de fer, magnésium et potassium, abondant surtout dans les roches filoniennes, c'est-à-dire dans les filons injectés dans des roches préexistantes. On la trouve aussi dans des roches de composition intermédiaire entre les roches sialiques et fémiques, tant intrusives qu'effusives. La *muscovite* a une composition analogue à celle de la biotite, mais elle est quasiment dépourvue de fer et de magnésium ; on la trouve surtout dans les roches plutoniques sialiques. La *phlogopite* est un mica magnésien souvent associé aux roches riches en olivine ; *la paragonite* sodique accompagne les feldspaths alcalins ; la *lépidolite,* contenant du lithium, se trouve le plus souvent dans les pegmatites. On trouve parfois la *chlorite* dans les roches fémiques et intermédiaires, où elle dérive de la transformation de minéraux ferromagnésiens (pyroxènes ou amphiboles).

Les **amphiboles** sont des silicates et aluminosilicates de calcium, magnésium et fer, avec parfois des petites

quantités d'alcalins, caractéristiques des roches de composition intermédiaire. Analogues aux pyroxènes par la composition chimique et l'habitus cristallin, elles en diffèrent par la présence de petites quantités d'eau magmatique sous forme d'oxhydryles. Les amphiboles sont représentées essentiellement par la *hornblende*, dont la composition est complexe. Celle-ci comprend plusieurs espèces parmi lesquelles la hornblende verte, ou commune, et diverses hornblendes sodiques dont la plus connue est la barkévicite. Les *amphiboles sodiques* proprement dites se distinguent par une teneur plus élevée en sodium. Elles sont représentées par l'arfvedsonite, la riébeckite, etc. On les trouve dans des roches qui résultent de la cristallisation de magmas hyperalcalins (à très forte teneur en sodium).

Les **pyroxènes**, silicates et aluminosilicates de fer et de magnésium, avec parfois de faibles teneurs de calcium et de sodium, sont les constituants essentiels des roches intermédiaires et fémiques. Ils se subdivisent en plusieurs familles qui cristallisent dans les systèmes orthorhombique et monoclinique et montrent des compositions chimiques assez différentes.

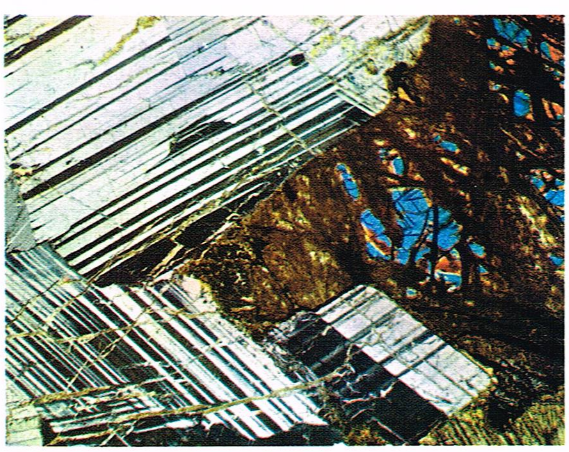
La série *enstatite-hypersthène* constitue un premier groupe de pyroxènes formés par des silicates de magnésium et de fer $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$. Ils appartiennent au système orthorhombique et sont stables à des températures inférieures à 1 000 °C. A des températures supérieures, ils deviennent instables et se transforment en pyroxènes monocliniques, analogues aux *pigeonites;* celles-ci sont des pyroxènes monocliniques de fer et de magnésium, avec de petites quantités de calcium; elles sont stables à des températures élevées et sont caractéristiques de certains basaltes.

Un second groupe comprend les pyroxènes calciques : c'est la série *diopside-hedenbergite* $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$, qui est caractéristique des roches métamorphiques bien que l'on puisse rencontrer certains termes proches du diopside dans les roches ignées. Les *augites* sont les pyroxènes $(Ca, Mg, Fe, Al)_2(Si, Al)_2O_6$ que l'on rencontre communément dans les roches ignées, avec des termes plus ou moins calciques. Enfin, dans les roches qui dérivent des magmas hyperalcalins, on rencontre des pyroxènes sodiques et ferriques appartenant au groupe de l'*ægyrine* avec tous les termes de passage aux augites.

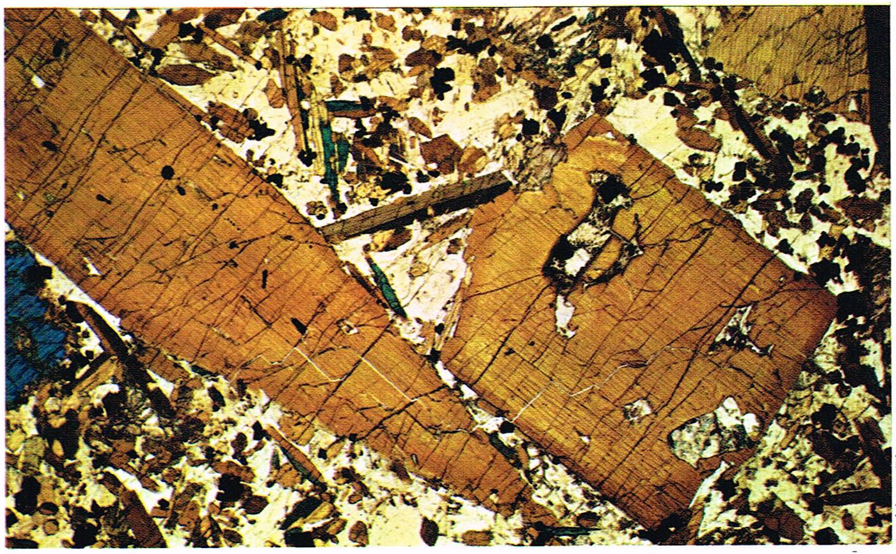
Dans le cas des pyroxènes, comme dans celui des feldspaths, on observe de nombreux exemples d'inversion de formes stables à haute température à des formes stables à plus basse température. Ce phénomène s'accompagne d'une démixtion des éléments qui ne peuvent plus trouver place dans le réseau cristallin.

L'**olivine** $(Mg, Fe)_2SiO_4$ est un minéral fondamental des roches fémiques et ultrafémiques; elle est cependant généralement absente dans les autres roches ignées. En fait, il s'agit de solutions solides entre deux termes extrêmes : un silicate de magnésium, la *forstérite*, et un silicate de fer, la *fayalite*.

En plus des minéraux signalés jusqu'ici, qui constituent selon différentes proportions les minéraux fondamentaux pour la classification des roches ignées, on trouve d'autres minéraux en quantités plus faibles. On les nomme *minéraux accessoires*. Dans de très rares cas, ils peuvent constituer à eux seuls les composants essentiels de certaines roches. L'*apatite*, phosphate de calcium avec du


C. Bevilacqua

◀ **Gabbro *à olivine* (Harz, Allemagne) [*lame mince en nicols croisés*].**


Archives Photo B

▲ **Hornblende *basaltique* dans de la camptonite (Norvège) [*lame mince en nicols presque parallèles*].**

chlore, du fluor et des oxhydryles, se retrouve dans toutes les roches intrusives ou effusives. Le *zircon* ($ZrSiO_4$) et le *rutile* (TiO_2) sont des minéraux accessoires des roches acides, tandis que la *magnétite* (Fe_3O_4), la *titanomagnétite*, l'*ilménite* et la *chromite* sont particulièrement fréquentes dans les roches fémiques et ultrafémiques; le *sphène* se trouve surtout dans les roches intermédiaires, tandis que la *pyrite* se trouve surtout dans les roches basiques. On peut trouver de nombreux autres minéraux accessoires, par exemple, ceux qui sont associés aux roches pegmatitiques et se distinguent par des teneurs élevées en éléments volatils (la tourmaline, le béryl, etc.).

Le **verre volcanique** est un des composants les plus importants des roches ignées effusives, il peut former à lui seul des roches comme les obsidiennes ou les rétinites. Le verre n'est pas un minéral car il est dépourvu de réseau cristallin ordonné, et il représente le liquide magmatique qui, brutalement refroidi, n'a pas eu le temps de cristalliser, donc d'acquérir une structure cristalline organisée.

La composition chimique des roches ignées

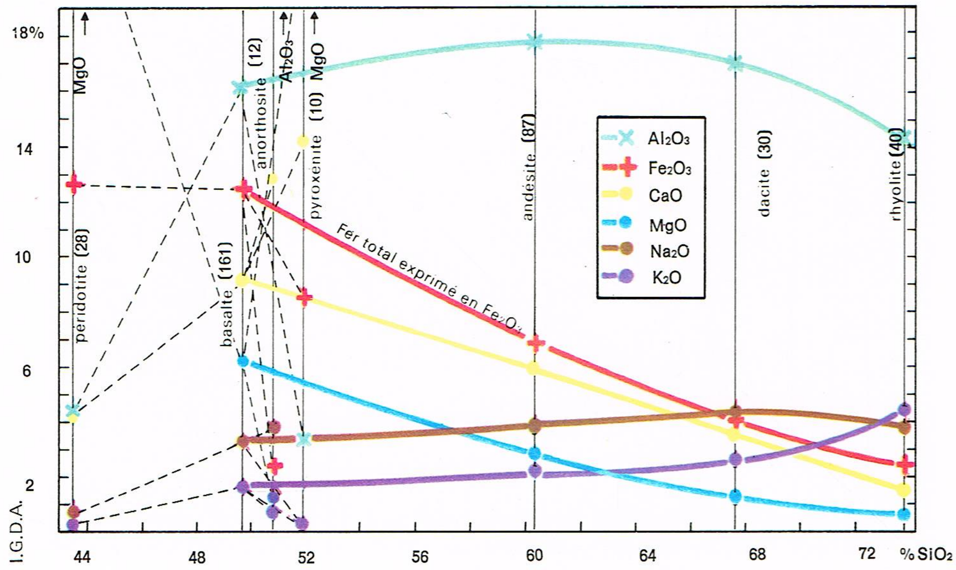
La composition chimique des roches ignées peut être obtenue par des analyses chimiques quantitatives basées sur l'analyse par voie humide, l'analyse des poudres (fluorescence X, quantométrie, etc.). Les résultats sont donnés en pourcentages pondéraux exprimés en oxydes. En général, la composition chimique obtenue traduit la qualité du magma à partir duquel les roches ont cristallisé; toutefois, il existe de nombreux facteurs qui modifient sa composition initiale. Citons parmi ceux-ci :

— la fuite des constituants volatils du magma, d'autant plus nette que ces roches ont un caractère subvolcanique ou effusif;

— le changement de composition de certains minéraux de roches magmatiques par suite des processus métasomatiques ou submétasomatiques;

— enfin, les cumulats (accumulation) de minéraux qui se séparent du magma par gravité ou bien au cours d'une phase de refroidissement (fréquents dans les roches basiques et ultrabasiques).

L'étude de la composition chimique des roches ignées est très importante : d'une part, elle aboutit à une meilleure classification de la roche; d'autre part, elle permet de classer les roches dont les minéraux ne sont pas identifiables au microscope polarisant ainsi que celles qui sont constituées essentiellement par du verre volcanique. Dans le cas des roches effusives formées entièrement ou presque entièrement par du verre, l'analyse chimique est le seul critère de classification. La connaissance de la composition chimique des roches magmatiques est nécessaire pour établir des rapports génétiques (parenté) entre les différentes familles d'une région. Une variation régulière de certains éléments dans différentes roches de la même région appartenant au même cycle volcanologique indique que ces dernières résultent de la différenciation d'un même magma initial au cours des temps. Parmi les



▲ ***Diagramme de variation de la teneur en oxydes dans la série des roches calco-alcalines en fonction de la teneur en silice. Les chiffres à côté du nom de la roche indiquent le nombre d'analyses à partir desquelles ont été effectuées les analyses moyennes. On constate que la composition moyenne des péridotites, anorthosites et pyroxénites tombe en dehors des lignes normales de variations, vraisemblablement parce que ces roches résultent d'un phénomène de différenciation gravitative (d'après Bowen).***

éléments qui participent à l'édification des réseaux cristallins, l'oxygène est le plus abondant en poids et en volume. Cependant, si les résultats sont exprimés en pourcentages des différents éléments calculés en oxydes, l'oxyde de silicium (SiO_2) est certainement le plus abondant : il constitue en effet l'élément fondamental (tétraèdre silice-oxygène) des réseaux cristallographiques des minéraux silicatés, qui représentent la grande majorité des minéraux. Dans les roches, les teneurs en silice (SiO_2) varient entre 35 et 75 % environ. C'est en fonction de cette variation de la teneur en silice que l'on peut effectuer la subdivision des roches magmatiques en *acides* ou *sialiques,* ou encore *hypersiliceuses* ou *sursaturées* (teneur en SiO_2 toujours supérieure à 66 %), en roches *intermédiaires* ou *mésosiliceuses* (teneur en SiO_2 comprise entre 66 et 52 %), en *basiques* ou *fémiques* ou *hyposiliceuses* (teneur en SiO_2 comprise entre 52 et 45 %), roches *ultrabasiques* ou *ultrafémiques* ou *sous-saturées* (teneur en SiO_2 inférieure à 45 %).

Pour définir les relations réciproques entre des roches de composition chimique différente, les chercheurs ont l'habitude de reporter dans des diagrammes les pourcentages en poids des éléments autres que le silicium exprimés en oxydes en fonction de la teneur en silicium ou en silice. On a ainsi pu dégager des associations naturelles de roches ignées dans lesquelles la composition chimique varie de manière progressive et présente des caractères qui lui sont propres. Les pourcentages de chaque oxyde varient entre des limites bien définies par rapport aux teneurs des autres oxydes et en fonction de la composition minéralogique de la roche.

L'alumine (Al_2O_3) vient après la silice par ordre d'importance ; sa teneur varie entre 10 et 18 %. Les teneurs les plus élevées correspondent à des roches à teneur moyenne en silice (andésites, syénites, diorites, etc.). Le fer et le magnésium s'associent dans les réseaux des minéraux, qui prennent le nom de minéraux *ferromagnésiens* ou *fémiques* (biotites, amphiboles, pyroxènes). Leurs teneurs dans les roches magmatiques varient entre 1 % dans les roches acides (rhyolites, granites) et 10 à 13 % pour chaque oxyde dans les roches ultrabasiques. L'oxyde de magnésium peut atteindre 40 % dans les péridotites, où l'olivine représente le minéral le plus magnésien. Le calcium varie aussi de manière régulière dans le même domaine que le fer et le magnésium (1 à 10 %) ; toutefois, dans les roches ultrabasiques, la quantité d'oxyde de calcium diminue par rapport à la teneur en calcium des roches fémiques ou basiques par suite de la disparition du plagioclase de type anorthosique. Le sodium et le potassium sont d'autant plus abondants que les roches étudiées ont une acidité marquée (roches granitiques et rhyolitiques) : leurs teneurs peuvent en effet atteindre quelques unités (2 à 6 %) [le total des alcalins se situant en général aux environs de 7 à 8 %]. Les roches basiques et ultrabasiques se révèlent généralement très pauvres en potassium ; le sodium, par contre, peut atteindre des teneurs élevées (8 à 9 %) dans certaines roches mésosiliceuses hyperalcalines (pantellérites, comendites, granites, etc.).

On peut, pour les différentes associations de roches ignées, construire des diagrammes mettant en évidence les variations de la composition chimique. Les variations des différents oxydes par rapport à la teneur en silice présentent presque toujours la même allure, mais les courbes de variation sont d'autant plus régulières que la roche résulte de la solidification complète du magma. Ce phénomène est particulièrement net dans le cas des roches effusives à structure vitreuse qui résultent de la solidification de magmas ayant leur composition chimique originelle. La cristallisation fractionnée, essentiellement en ce qui concerne les roches basiques intrusives, prend une importance très grande dans la fabrication de roches dont la composition chimique ne correspond pas à celle du magma parent. Les phénomènes de séparation par gravité et de concentrations minérales à des stades différents de l'évolution du magma sont responsables de ce fait.

L'analyse chimique des roches magmatiques permet, par ailleurs, de reconstituer la *composition minéralogique théorique* de la roche : des calculs aboutissent à la distribution des éléments et des oxydes pour constituer les minéraux qui, théoriquement, auraient dû cristalliser à partir d'un magma de composition donnée. Cette méthode s'applique essentiellement aux roches partiellement ou totalement vitreuses, mais elle est également utile dans le cas des roches holocristallines pour lesquelles la *norme,* ou *composition normative* (c'est-à-dire la composition minéralogique théorique), peut correspondre totalement ou non à la composition minéralogique réelle. Elle révèle ainsi les anomalies dans le processus de cristallisation du magma, ou attire l'attention sur la présence de minéraux non individualisables par l'examen microscopique ou bien encore sur la présence éventuelle de minéraux appartenant à des séries isomorphes non déterminables directement par les moyens optiques.

Le calcul de la norme peut être effectué de diverses façons. Toutes ces méthodes, mises au point par différents chercheurs, ont en commun le passage des pourcentages pondéraux exprimés en oxydes à des pourcentages moléculaires, que l'on effectue par le rapport entre le pourcentage pondéral de l'oxyde et son poids moléculaire. On obtient ainsi des rapports quantitatifs entre les différents oxydes présents dans le magma originel, qui sont ensuite répartis selon des rapports quantitatifs entre les différents oxydes présents dans les minéraux. Par exemple, les pourcentages de phosphore et de titane donnés par l'analyse chimique sont transformés en pourcentages d'apatite (phosphate de calcium) et de sphène (silicate de titane et de calcium) en soustrayant les quantités nécessaires de chaux et de silice aux quantités présentes dans l'analyse chimique totale de la roche. Les pourcentages de potasse, de soude et de chaux sont transformés en pourcentages de feldspaths en enlevant à chaque fois, suivant la formule du minéral construit (lois stœchiométriques), les quantités nécessaires de silice et d'alumine. Le fer est, de manière analogue, retransformé en magnétite ; avec le magnésium, il se trouve redistribué sous forme de pyroxènes orthorhombiques (série enstatite-hypersthène). Si la quantité de silice qui résulte de l'analyse chimique est insuffisante pour qu'elle se joigne à d'autres oxydes et forme les pyroxènes orthorhombiques, le fer et le magnésium sont recalculés pour former de la forstérite et de la fayalite (celles-ci sont les termes extrêmes de la série isomorphe des péridots). Mais si la quantité de silice est encore plus faible, une partie ou la totalité des feldspaths est transformée en feldspathoïdes. Si, au contraire, l'analyse montre un excès de silice après le calcul de tous les minéraux riches en silice, on transforme cet excès en quartz normatif.

On arrive ainsi, par des transformations successives soumises aux lois stœchiométriques et obéissant à des théories universellement reconnues sur la cristallisation des minéraux magmatiques (suite d'apparition des différentes espèces minérales en fonction de la température), à une composition minéralogique théorique. La composition minéralogique normative ne correspond pas complètement à la composition minéralogique réelle pour différentes raisons qui résultent de l'impossibilité de calculer les pourcentages de minéraux silicatés à composition chimique complexe et variable : c'est le cas, par exemple, des pyroxènes monocliniques, des amphiboles et des micas. La discordance résulte aussi du fait que les pour-

centages de minéraux théoriques que l'on peut calculer sont présentés comme des teneurs extrêmes de mélanges isomorphes, qui n'existent jamais sous cette forme dans les roches. Nous allons maintenant considérer un certain nombre de données concernant les principales familles pétrographiques, en réunissant les roches intrusives et les roches effusives de composition chimique analogue. Les pourcentages des différents éléments seront toujours exprimés sous forme d'oxydes.

La famille intrusive des **granites** et leurs correspondants effusifs, les **rhyolites** ou **porphyres quartzifères,** sont caractérisés par une teneur élevée en silice, laquelle varie approximativement entre 65 et 75 %. Dans les faciès intrusifs, la limite supérieure est représentée par les granites *sensu stricto,* et la limite inférieure par les adamellites et les granodiorites; dans les équivalents effusifs, le terme le plus acide est représenté par les rhyolites, le terme le plus pauvre en silice par les dacites, voire les andésites quartzifères. La silice est présente sous forme de quartz ou bien associée à d'autres éléments dans le réseau des silicates.

L'alumine, qui varie entre 10 et 15 %, est présente dans le réseau de certains silicates ou aluminosilicates. Les types pétrographiques les plus siliceux ont une teneur en alumine moins importante; on pourrait aussi dire que la teneur en alumine y est inversement proportionnelle à la teneur en silice. Par contre, la teneur en alumine augmente dans les roches plus basiques, où apparaissent les plagioclases riches en termes anorthitiques et en minéraux ferromagnésiens. Des pourcentages importants d'alumine peuvent résulter de l'assimilation, de la part de la roche granitique, de xénolites de type argileux qui aboutissent à la formation de minéraux alumineux, riches en alumine, comme la cordiérite et la sillimanite.

Les teneurs en fer qui participent à la construction de la magnétite, de la biotite et d'éventuelles amphiboles varient de 1 à 3 %. Le fer ferreux prédomine dans les faciès intrusifs, alors que le fer ferrique est fréquent dans les faciès effusifs (couleur rouge des porphyres) par suite de phénomènes d'oxydation qui accompagnent l'éruption.

Le magnésium est assez rare (moins de 1 %); il se place dans les quelques minéraux ferromagnésiens que l'on rencontre dans les granites. Le fer et le magnésium sont absents ou présents sous forme de traces dans les aplites et dans les granites aplitiques ou leucocrates, dépourvus de minéraux ferriques.

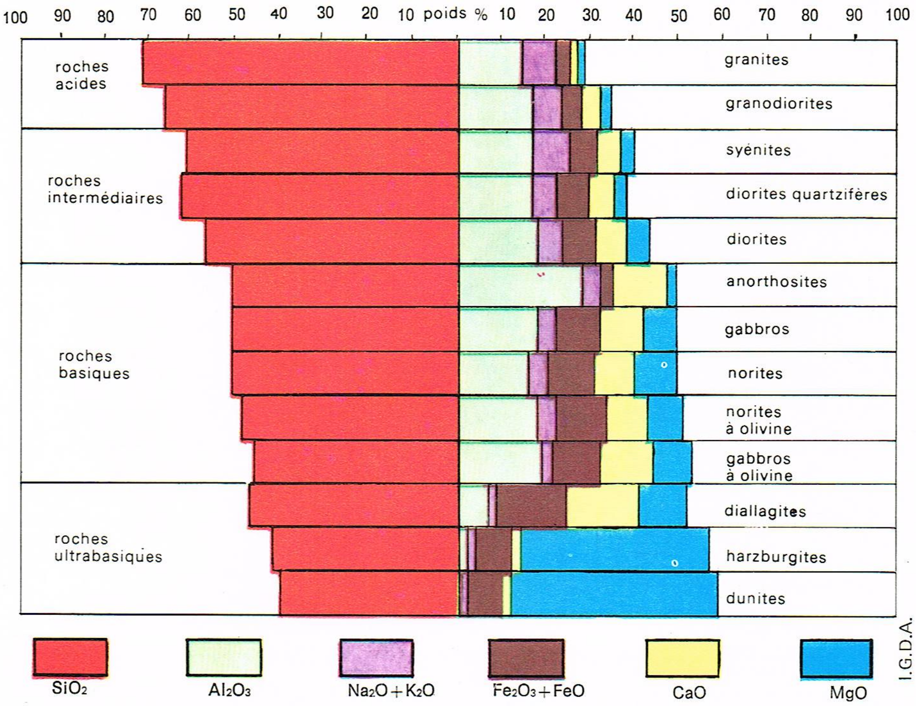
Le calcium ne dépasse pas des teneurs supérieures à 1 % dans les granites alcalins dans lesquels le feldspath est potassique (orthose) ou bien sodique (albite, ou orthose); il atteint des teneurs de l'ordre de 3 à 4 % dans les roches appartenant à la famille des granites qui passent progressivement aux diorites (granodiorites, etc.) et dans les granites calco-alcalins dans lesquels apparaît le plagioclase, caractérisé par de faibles teneurs en anorthite (oligoclase).

Les alcalins, c'est-à-dire le sodium et le potassium, sont présents en quantités équivalentes. Leur somme avoisine 8 % : l'un ou l'autre prédomine légèrement, en fonction de la teneur en feldspath sodique ou potassique. Les alcalins se placent aussi dans les micas, et le sodium dans certains pyroxènes (ægyrine) et amphiboles (riébeckite) sodiques que l'on peut rencontrer comme minéraux accessoires de certaines variétés de granites et de porphyres quartzifères.

Certains porphyres quartzifères, spécialement les obsidiennes, sont particulièrement riches en eau. Ainsi, les rétinites de la région de Fréjus contiennent jusqu'à 6 à 7 % d'eau, et les laves acides contiennent couramment de 3 à 4 % d'eau de constitution. Il s'agit évidemment du constituant volatil le plus abondant qui, par suite du brusque refroidissement de la lave et de la viscosité élevée, n'a pu s'échapper complètement du magma au cours de l'éruption. Il faut toutefois signaler que l'eau n'est pas le seul constituant volatil : l'anhydride carbonique est aussi présent, et les rapports pondéraux entre ces deux constituants sont encore mal connus. Les granites contiennent des quantités d'eau très limitées, présentes généralement sous forme d'oxhydryles (OH^-) liés aux structures de certains minéraux ou bien sous forme de fluides piégés dans des défauts de structure de minéraux.

Parmi les éléments présents en faibles teneurs, signalons : le titane, qui se présente généralement sous forme d'aiguilles de rutile; le manganèse, associé ou substitué partiellement au fer et au magnésium dans certains minéraux; le phosphore dans l'apatite; le baryum, substitué partiellement au potassium dans les feldspaths alcalins.

La composition chimique globale des granites et des porphyres quartzifères est très voisine, à l'exception de faibles variations résultant de l'état d'oxydation du fer, ainsi que des teneurs en eau qui dépendent essentiellement du mode de mise en place de la roche. Toutefois, il est intéressant de comparer la composition chimique des granites avec celle des roches effusives qui se forment par consolidation d'un magma de composition granitique mais dont la structure est entièrement ou partiellement vitreuse. Les obsidiennes ont une composition chimique beaucoup plus homogène que les granites ou les porphyres quartzifères. Par exemple, la teneur en silice des obsidiennes ne dépasse jamais 77 %, ce qui n'est pas le cas de tous les granites. On peut expliquer cette observation par le fait que les obsidiennes représentent un magma granitique brusquement saisi par le refroidissement. Dans le cas des granites, par contre, la cristallisation étant beaucoup plus lente, ceux-ci peuvent s'enrichir ou bien



▲ ***Représentation graphique montrant les variations chimiques des éléments majeurs, exprimés en oxydes, des principaux groupes de roches ignées intrusives (d'après Daly et Schneiderhöhn).***

▼ ***Variations de la composition chimique des principales roches de la série calco-alcaline.***

(1) Granite de Baveno
(2) Diorite à amphibole
(3) Andésite à augite
(4) Gabbro à amphibole et pyroxène
(5) Basalte à augite et olivine
(6) Péridotite (Lherzolite)

	Granite (1)	Diorite (2)	Andésite (3)	Gabbro (4)	Basalte (5)	Péridotite (6)
SiO_2	74,70	51,09	52,57	47,76	48,58	42,78
TiO_2	0,03	0,95	1,98	1,26	2,18	0,34
Al_2O_3	13,08	19,57	15,05	16,80	14,43	3,86
Fe_2O_3	1,53	3,64	5,52	0,98	5,32	1,50
FeO	0,93	4,72	2,70	3,90	6,26	6,82
MnO	tr	0,14	0,13	tr	0,19	0,04
MgO	0,10	4,47	3,44	12,15	6,94	38,06
CaO	0,84	9,92	7,66	12,95	8,92	3,61
Na_2O	3,66	3,70	4,09	1,75	3,08	0,88
K_2O	4,26	0,96	2,23	0,82	0,96	0,28
P_2O_5	tr	0,15	0,71	—	0,37	0,26
H_2O — 110°	0,16	0,28	1,85	1,64	0,76	0,79
H_2O + 110°	0,56	0,72	2,32		2,15	—
Éléments en traces	—	—	0,03	—	0,03	0,63
Total	99,85	100,31	100,28	100,01	100,17	99,85

I.G.D.A.

	Syénite (1)	Trachyte (2)	Phonolite (3)	Téphrite (4)	Leucitite (5)	Haüynophyre (6)
SiO_2	56,55	61,24	55,42	48,39	45,99	39,55
TiO_2	0,58	0,84	0,83	1,16	0,37	1,28
Al_2O_3	18,35	16,14	18,49	18,65	17,12	18,61
Fe_2O_3	3,16	2,97	1,73	3,57	4,17	5,00
FeO	2,07	1,85	2,44	5,12	5,38	2,94
MnO	0,10	tr	0,11	0,10	—	—
MgO	2,07	0,91	1,75	3,82	5,30	3,04
CaO	2,93	3,68	4,37	8,83	10,47	10,86
Na_2O	5,35	6,41	3,84	3,98	2,18	7,11
K_2O	7,92	4,21	9,64	3,31	8,97	5,59
P_2O_5	0,14	0,42	0,19	0,43	—	0,78
H_2O — 110°	0,02	0,60	0,10	0,56	0,45 (pour les deux lignes)	0,41
H_2O + 110°	0,88	1,14	0,39	2,45		0,61
Éléments en traces	0,25	0,02	0,11	0,11	0,25	4,50(*)
Total	100,37	100,43	99,41	100,48	100,65	100,28

(1) Syénite alcaline
(2) Trachyte alcalino-sodique
(3) Phonolite leucitique
(4) Téphrite
(5) Leucitite
(6) Haüynophyre, * SO_3 2,39 ; CO_2 1,22 ; Cl 0,54 etc.

▲ ***Composition chimique de quelques roches ignées de la série alcaline.***

s'appauvrir en certains éléments par suite de phénomènes métasomatiques ou autométasomatiques tardifs. De même, certains granites peuvent résulter de la granitisation de roches préexistantes (par exemple, des quartzites dans les cas des granites hypersiliceux) ou bien de phénomènes de différenciation magmatique, c'est-à-dire de la variation de composition d'un magma granitique originel au cours des différentes phases de la cristallisation.

Les **diorites** et leurs équivalents andésitiques résultent de la cristallisation d'un magma calco-alcalin. Ces roches sont caractérisées par des teneurs en silice variant entre 65 % (termes dacitiques) et 55 % (termes andésitiques). L'alumine peut atteindre des teneurs de l'ordre de 15 à 18 % ; les oxydes de fer se situent aux environs de 6 % ; le magnésium varie entre 3 et 5 %. Le fer et le magnésium apparaissent à la faveur de minéraux ferromagnésiens, comme la biotite, les amphiboles et les pyroxènes. La teneur en calcium, liée essentiellement à la présence de plagioclases et d'apatite, varie entre 3 et 6 %. Les teneurs en sodium et potassium diminuent par rapport à celles observées dans les roches acides ; le premier est localisé dans les plagioclases, le second essentiellement dans les biotites. La diminution de la quantité de potassium accompagne la disparition des feldspaths alcalins, les teneurs en sodium étant de l'ordre de 3 à 4 %. Les autres oxydes montrent des teneurs assez voisines de celles des granites.

Dans les **gabbros,** la teneur en silice est voisine de 50 % ; celle de l'alumine varie entre 15 et 18 % ; le fer et le magnésium montrent des valeurs élevées dépassant 10 % dans le cas du fer, et fluctuant entre 10 et 5 % dans le cas du magnésium (valeurs exprimées en oxydes). La teneur en calcium est toujours très élevée et dépasse fréquemment 10 % ; cet élément est présent dans les plagioclases et dans les pyroxènes monocliniques. Les alcalins, par contre, sont assez rares ; le potassium dépasse rarement 1 %, tandis que le sodium peut atteindre 2 %. Les **anorthosites** sont caractérisées par des teneurs très élevées en alumine (jusqu'à 30 %) et par leurs faibles teneurs en fer et magnésium. Les **basaltes** ont une composition chimique assez voisine de celle des gabbros ; ils sont toutefois caractérisés par une teneur beaucoup plus élevée en titane (2 à 3 %) et par une forte concentration du fer ferrique par rapport au fer ferreux. Certains géologues pensent que la différence entre les basaltes tholéitiques et les basaltes à olivine peut être déterminée sur la base de critères chimiques : les basaltes tholéitiques, caractéristiques des zones continentales, sont plus siliceux et plus pauvres en alumine que les basaltes à olivine, caractéristiques des zones océaniques ; cependant, on connaît de nombreux exemples de basaltes qui semblent correspondre à des stades intermédiaires. Les basaltes picritiques, très riches en olivine, possèdent une composition chimique caractérisée par des teneurs plus faibles en silice, en alumine et en calcium, compensées par une importante augmentation des teneurs en fer et en magnésium.

▶ ***Page ci-contre, en bas, classification des roches magmatiques par la* méthode du double triangle *proposée par Steckeisen (1967).***

Les **roches ultrabasiques,** qui se forment essentiellement par concentration gravitative de minéraux, sont généralement des roches intrusives. Ainsi, les péridotites contiennent environ 40 % de silice, le magnésium (MgO) montre des teneurs très élevées (comprises entre 30 et 40 %) et les oxydes de fer dépassent 10 %. Les serpentinites possèdent une composition chimique très voisine de celle des péridotites, mais les teneurs en eau sont très élevées. Les pourcentages en alumine sont très faibles (entre 2 et 3 %). Il en va de même pour le calcium présent dans les pyroxènes de type augite, tandis que les éléments alcalins sont complètement absents, à l'exception du potassium, présent dans certains faciès micacés (kimberlites).

Les **syénites** et leurs équivalents effusifs, les **trachytes,** sont parmi les roches alcalines les plus siliceuses avec environ 60 % de SiO_2. Si les teneurs en alumine et en oxydes de fer sont très comparables à celles que l'on rencontre dans les granites, par contre, les quantités d éléments alcalins sont élevées : exprimées en oxydes, elles peuvent dépasser 10 %. Généralement, les teneurs en calcium sont faibles (1 à 2 %). Font exception à cette règle les roches comme les monzonites, qui marquent la transition entre les granites et les diorites. Dans ces roches, les teneurs en calcium peuvent atteindre 8 % ; on remarque, parallèlement, une diminution de la teneur en alumine s'accompagnant d'une augmentation en fer et en magnésium. Enfin, les syénites riches en minéraux ferromagnésiens montrent des caractères chimiques assez analogues à ceux que nous venons de signaler.

Les **syénites à feldspathoïdes** et les **phonolites** sont caractérisées par des teneurs en silice de l'ordre de 50 %. Les quantités d'aluminium y sont très élevées : elles atteignent fréquemment 20 %. Les éléments alcalins y sont présents en teneurs assez analogues à celles que l'on trouve dans les syénites normales (de l'ordre de 10 %) ; la teneur en sodium est toujours plus élevée que celle en potassium, même dans le cas des syénites de type leucitique.

Les **gabbros alcalins** et les **basaltes alcalins** sont caractérisés par des teneurs en silice légèrement inférieures à celles des gabbros normaux (entre 45 et 50 %). La teneur moyenne en alumine est de 15 %, parfois inférieure. La teneur en oxydes de fer est généralement élevée (10 %), celle en magnésium non négligeable (environ 5 %). Les alcalins sont également bien représentés avec des teneurs dépassant 5 % ; toutefois, dans ce cas, les teneurs en sodium sont parfois plus importantes que celles en magnésium. Le calcium est toujours présent en teneurs élevées (8 à 10 %) [les valeurs que nous donnons étant toujours exprimées en pourcentages d'oxydes].

Les **lamprophyres** sont caractérisées par des teneurs en silice comprises entre 40 et 50 % et par des teneurs en titane très élevées dans les faciès les plus ferromagnésiens (3 à 4 % en TiO_2). La teneur en alumine varie entre 10 et 15 % et celles en fer, magnésium et calcium sont très élevées (environ 10 % pour chacun de ces éléments). Les éléments alcalins atteignent quelques unités pour cent, et la teneur en eau est élevée en raison de la présence de minéraux hydroxylés.

La distribution des éléments au cours des processus magmatiques

Les roches éruptives, qui constituent environ 94 % de la croûte terrestre, se subdivisent en *roches effusives,* ou volcaniques, qui s'épanchent à la surface du globe sous forme de laves, et en *roches intrusives,* ou plutoniques, qui cristallisent en profondeur à cause de leur refroidissement très lent.

Nous l'avons vu, la composition chimique moyenne de 98 % des roches effusives est de type andésitique. Cette composition chimique est extraordinairement uniforme à la surface de la Terre. Les roches éruptives contiennent comme éléments pétrogénétiques majeurs le silicium, l'aluminium et le calcium. Le fer et le magnésium sont abondants surtout dans les termes basaltiques. Les éléments alcalins, par contre, décroissent progressivement lorsque l'on se déplace vers les roches basiques. Le titane, le manganèse et le phosphore représentent les

éléments mineurs. Le titane est particulièrement abondant dans les termes basiques et intermédiaires, par suite de la présence dans ces roches d'augites titanifères. Parmi les éléments en trace, signalons le strontium, le scandium, le vanadium, le cobalt, le cuivre, le nickel et les terres rares.

La composition chimique moyenne de 95 % des roches intrusives correspond à celle de la famille des granites et des granodiorites ; il s'agit donc de roches sialiques hétérogènes dont les éléments majeurs sont le silicium, l'aluminium, le sodium et le potassium (la proportion totale de ces quatre éléments exprimés en oxydes dépasse généralement 90 %). Les autres éléments majeurs ainsi que les mineurs, comme le titane et le phosphore, représentent moins de 10 %. Parmi les éléments en trace, on constate la présence de zirconium, d'hafnium, de rubidium, de terres rares, de strontium, de césium, d'étain, de baryum, de plomb, de lithium, de chlore, de gallium et de germanium. Les concentrations de ces éléments présentent des domaines de variation assez larges.

Pour comprendre les caractères géochimiques généraux des différentes familles de roches, et notamment pour obtenir une idée de leur composition minéralogique approximative, on peut utiliser divers types de diagrammes construits à la suite de l'étude pétrographique et chimique de nombreux échantillons. Dans le type de diagramme ci-contre, on trouve en abscisse les principaux types de roches intrusives avec leurs équivalents effusifs (par exemple, granite-rhyolite) ; en ordonnées sont reportés, exprimés en pourcentages, les minéraux cardinaux qui sont à la base de la classification des roches éruptives. Par exemple, si l'on trace une verticale à partir du point granite, on obtient une roche formée par environ 40 % de feldspath potassique, 30 % de quartz, 15 % de plagioclase acide, 10 % de biotite et environ 5 % d'amphibole hornblende. Cette représentation permet d'avoir une vue rapide de la variation de composition minéralogique des différentes roches, mais elle ne permet pas de classer les roches avec précision.

Actuellement, les magmatologues ont adopté à l'échelle internationale la classification du double triangle proposée par Steckeisen en 1967 (ci-contre en bas). Cette classification est basée sur la composition minéralogique réelle, ou analyse modale, des roches ignées contenant de 0 à 90 % de minéraux ferromagnésiens. Les roches caractérisées par des teneurs en minéraux mafiques supérieures à 90 %, c'est-à-dire les mafites, sont traitées à part.

Les deux triangles *QAPF* présentent une base commune *AP* : *A* = feldspaths alcalins avec albite An_{0-5} comprise ; *P* = plagioclases An_{5-100} avec comme apex du triangle supérieur le pôle quartz *(Q)* et sommet du triangle inférieur le pôle feldspathoïdique *(F)*. On peut définir de cette manière six grands groupes de roches.

● Dans le premier groupe, défini par la surface supérieure du triangle *AQP*, se regroupent les roches dont la teneur modale en quartz est supérieure à 60 %. Ces roches sont dites *quartziques*.

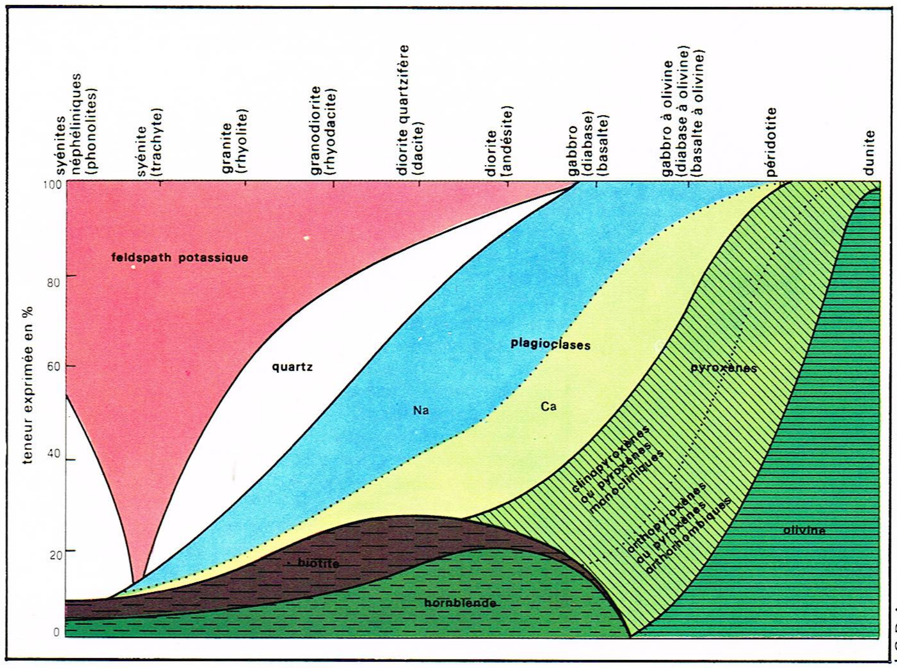
● Dans le second groupe, on trouve cinq subdivisions qui correspondent, selon l'axe des abscisses, à des roches plus ou moins calciques ou alcalines, et selon les ordonnées, à des roches plus ou moins siliceuses. Ces roches sont appelées *quartzo-feldspathiques*. En allant des termes les plus alcalins vers les termes plus calciques se succèdent : les rhyolites alcalines (2), les rhyolites (3a), les rhyodacites ou latites quartziques (3b), les dacites (4) et les andésites quartziques (5).

● Le troisième groupe comprend les roches *feldspathiques dépourvues de quartz*, qui s'échelonnent entre le pôle alcalin avec les trachytes alcalins (6), les trachytes (7) et un pôle calcique avec les andésites latitiques (9), les basaltes tholéitiques (10), en passant par un terme intermédiaire latitique (8). Trachy-basaltes et trachy-andésites se situeraient en (8) et (9).

● Le quatrième groupe appartient au triangle inférieur *AFP* ; il est caractérisé par des roches *feldspatho-feldspathoïdiques* (contenant simultanément des feldspaths et des feldspathoïdes). Ces roches, qui renferment de 10 à 60 % de feldspathoïdes, vont d'un pôle alcalin, représenté par les phonolites (11) et les phonolites téphritiques (12), à un pôle calcique, avec les téphrites phonolitiques (13) et les basanites (14).

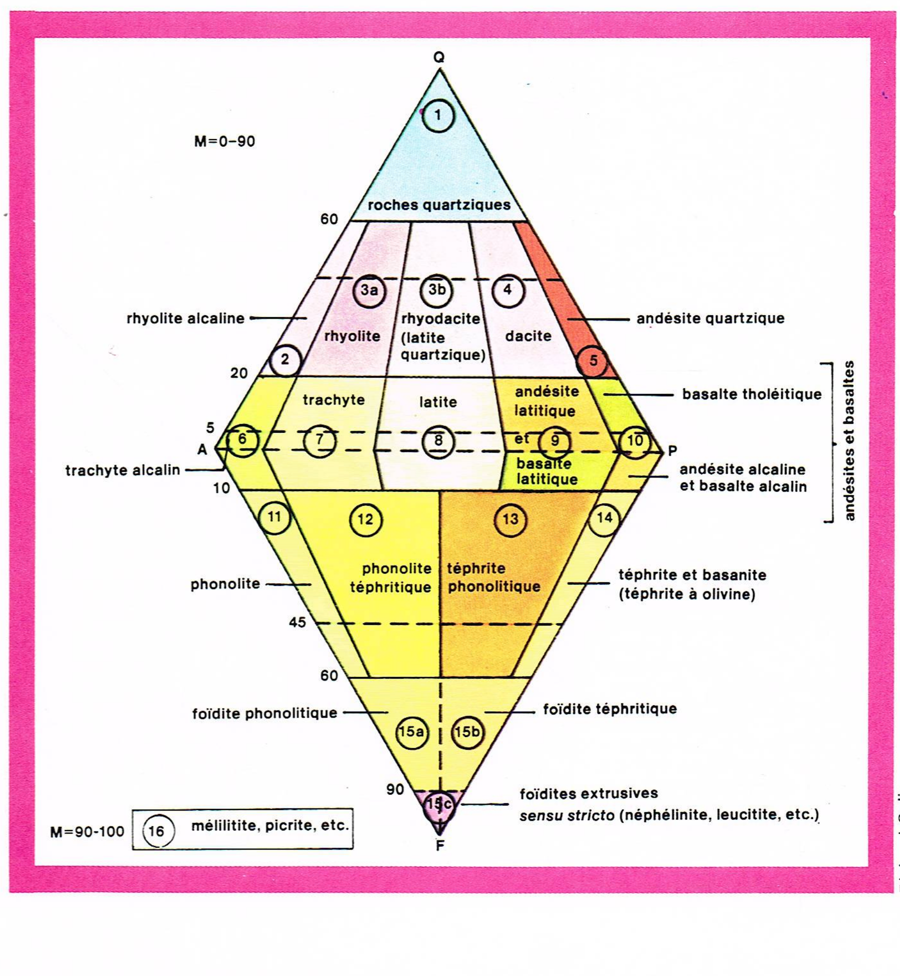
● La cinquième subdivision comprend les *roches à feldspathoïdes seules*, généralement regroupées sous le nom de *foïdites* (15). Les foïdites sont subdivisées en trois sous-groupes, parmi lesquels le (15 c) contient des roches quasiment monominérales (de 90 à 100 % de feldspathoïdes) comme les néphélinites, les leucitites, les haüynites, etc.

● Enfin, dans le sixième groupe, qui se trouve en dehors du double triangle, ont été regroupées les *roches à minéraux ferromagnésiens* (90 à 100 %), ou *mafites*, comme les piérites, les mélilitites, etc. Steckeisen a introduit en outre un certain nombre de qualificatifs ; par exemple, en fonction de sa teneur en quartz, on dira d'une roche qu'elle est riche en quartz (de 45 à 60 %) ou bien qu'elle est quartzifère (5 à 20 % de Q modal). En fonction de sa



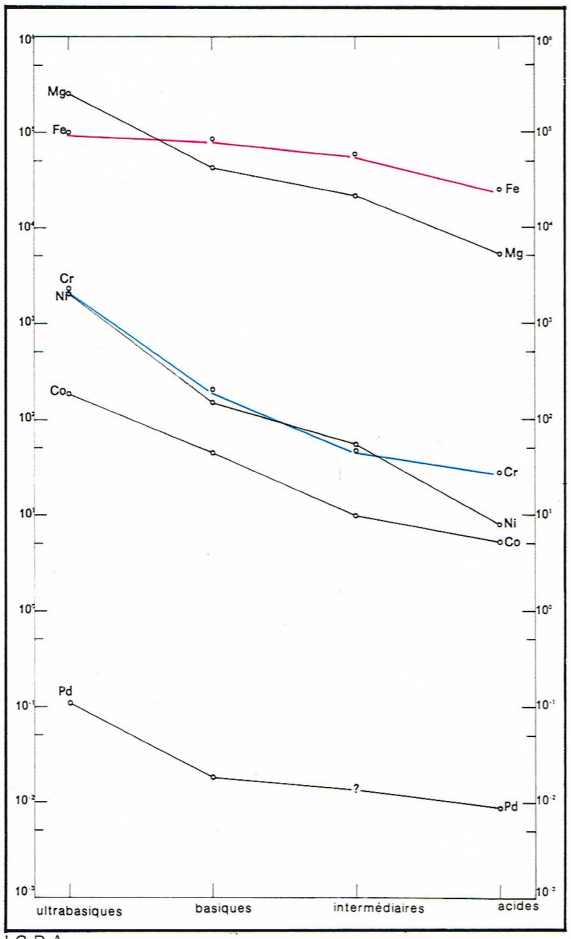
I.G.D.A.

▲ ***Composition minéralogique, approximative, des roches magmatiques. La lecture du schéma donne ainsi pour le granite (rhyolite) : 40 % de feldspath potassique ; 30 % de quartz ; 15 % de plagioclase ; 10 % de biotite ; 5 % de hornblende.***

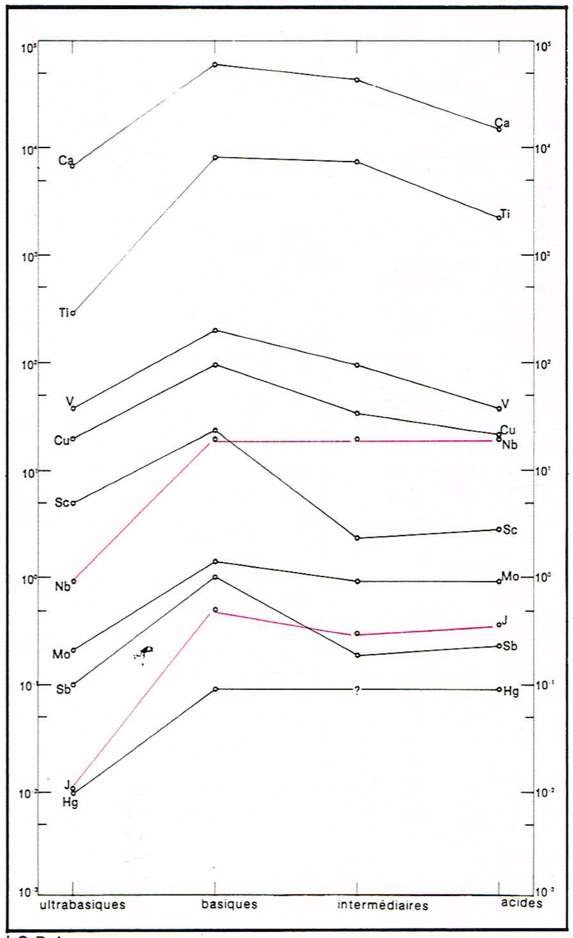


Richard Colin

▶ Variation de la teneur moyenne des éléments chimiques dans les principaux types de roches magmatiques : à gauche, les courbes, ascendantes vers la gauche du diagramme, indiquent les éléments les plus concentrés dans les roches magmatiques ultrabasiques (péridotites). Données numériques en ppm (parties par million). A droite : variation de la teneur moyenne des éléments chimiques dans les principaux types magmatiques : les courbes, caractérisées par un maximum (bosse vers le haut) correspondant à la position centrale de gauche, indiquent les éléments les plus concentrés des roches magmatiques basiques (gabbros-basaltes) [données en ppm].

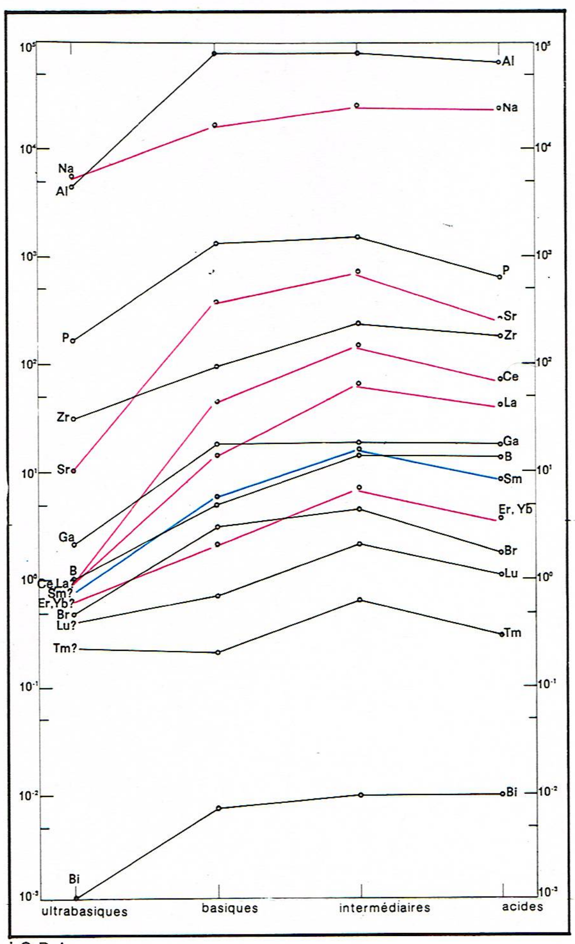


I.G.D.A.

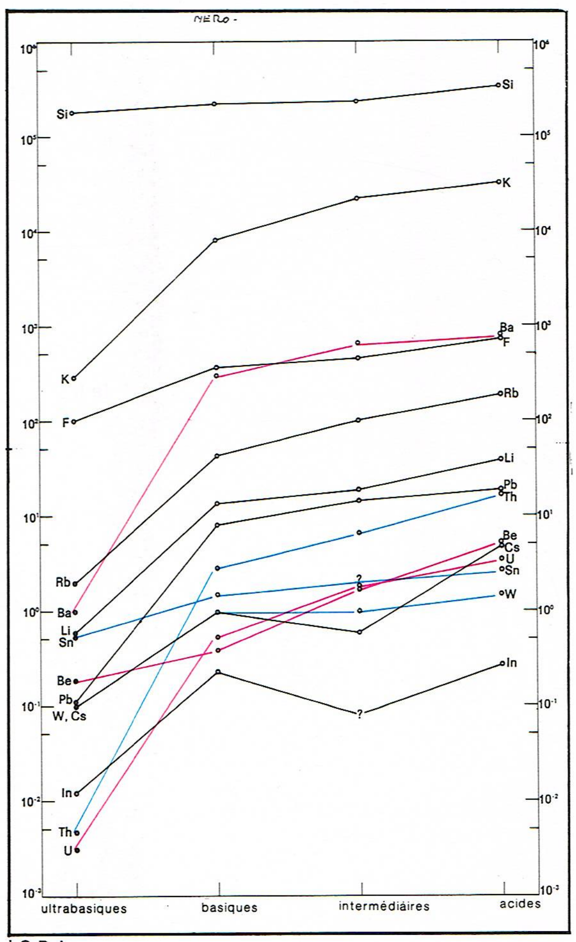


I.G.D.A.

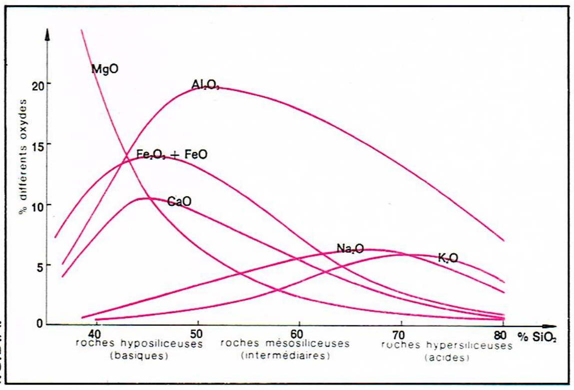
▶ Variation de la teneur moyenne des éléments chimiques dans les principaux types magmatiques : à gauche, les courbes caractérisées par un maximum correspondant à la position centrale, droite, indiquent les éléments les plus concentrés dans les roches magmatiques intermédiaires (diorites). A droite, les courbes, dont le maximum est situé en position d'extrême droite, indiquent les éléments les plus concentrés dans les roches magmatiques acides (granites).



I.G.D.A.



I.G.D.A.



I.G.D.A.

teneur en feldspathoïdes, on aura une roche feldspathoïdique (de 0 à 10 %) et une roche riche en feldspathoïdes (de 45 à 60 %). Une roche mafitique contiendra de 75 à 90 % de minéraux ferromagnésiens.

Ainsi, une vingtaine de noms et cinq adjectifs permettent de qualifier n'importe quel type de roche volcanique. De ce fait, la nomenclature très compliquée, ayant souvent un caractère régional en désignant parfois avec le même terme des roches différentes chimiquement, se trouve codifiée et simplifiée.

Dans la suite intrusive, granite, granodiorite, diorite, gabbro-diorite, gabbro, ou bien dans la suite effusive équivalente, rhyolite, rhyodacite, dacite, andésite, basalte, la teneur en silice décroît de manière régulière de 80 % à 40 %. L'oxyde de magnésium croît de façon inversement proportionnelle à la teneur en silice selon une distribution hyperbolique (de 0,30 % à 25 %). Les autres oxydes varient selon une fonction caractérisée par un maximum, qui correspond à un type particulier de roche dans lequel l'élément considéré est concentré. Le diagramme ci-dessus montre que le magnésium est particulièrement concentré dans les roches hyposiliceuses (péridotites), l'aluminium, le fer et le calcium dans les roches intermédiaires (andésites, basaltes tholéitiques), tandis que le sodium et le potassium sont concentrés dans les laves hypersiliceuses. Les éléments mineurs et les traces ne se distribuent pas au hasard : ils montrent des relations très nettes avec les éléments majeurs qui caractérisent chimiquement les roches mères. Ainsi, les éléments qui ont le même comportement géochimique que le fer et le magnésium, comme le chrome (Cr), le nickel (Ni), le cobalt (Co), le palladium (Pd), le platine (Pt), se trouvent concentrés dans les roches ultrabasiques comme les péridotites. Les éléments qui suivent géochimiquement le calcium (Ca) et le titane (Ti), tels que le vanadium (V), le cuivre (Cu), le scandium (Sc), le niobium (Nb), le molybdène (Mo), l'antimoine (Sb) et le mercure (Hg), se trouvent concentrés dans les roches basiques. Les éléments qui se comportent comme le sodium (Na), l'aluminium (Al) et le phosphore (P) [par exemple, le zirconium (Zr), le strontium (Sr), le gallium (Ga), le bore (B), certaines terres rares, le brome (Br), le lutétium (Lu), le thulium (Tm), le bismuth (Bi)] se concentrent dans les roches de type intermédiaire comme les andésites. Enfin, les éléments qui suivent le silicium (Si) et le potassium (K) comme le fluor (F), le rubidium (Rb), le baryum (Ba), le lithium (Li), l'étain (Sn), le béryllium (Be), le plomb (Pb), le wolfran (W), le césium (Cs), l'indium (In), le thorium (Th) et l'uranium (U), se concentrent dans les roches acides. D'autres éléments montrent une distribution relativement uniforme dans toutes les roches : il s'agit du manganèse (Mn), du soufre (S), du chlore (Cl), du zinc (Zn), de l'azote (N), du germanium (Ge), de l'arsenic (As), du cadmium (Cd), de l'argent (Ag) et de l'or (Au). Les diagrammes de la page ci-contre montrent les relations existant entre les éléments mineurs et les traces ainsi que les caractères chimiques des principaux types de roches magmatiques.

La classification générale des roches ignées

On classe les roches ignées en fonction de leur composition minéralogique. Cela signifie que l'on établit des rapports quantitatifs entre les différents minéraux des groupes précédemment décrits. La structure et la texture de la roche, c'est-à-dire les relations morphologiques, les dimensions et l'orientation réciproque des minéraux qui dépendent du mode de genèse de la roche, permettent de diviser les roches ignées en roches intrusives et effusives. Les conditions de gisement et les rapports avec la roche encaissante apportent des renseignements supplémentaires pour la classification.

Cette classification, comme tous les schémas artificiels imposés par l'homme aux phénomènes naturels, n'a pas une valeur absolue car la composition minéralogique et les conditions de refroidissement des roches ignées varient progressivement. Ainsi, très souvent, on a affaire à des roches qui s'insèrent, par leurs caractères, à la limite de deux groupes voisins. Toutefois, une classification minéralogique assez schématique des roches ignées permettra d'établir un cadre général. Chaque famille sera traitée plus amplement dans la partie descriptive.

Les critères fondamentaux de la classification minéralogique sont les suivants :

— le rapport quantitatif entre les principaux minéraux sialiques (quartz, feldspaths, feldspathoïdes) et fémiques (pyroxènes, amphiboles, olivine), qui reflète la composition chimique du magma d'origine ;

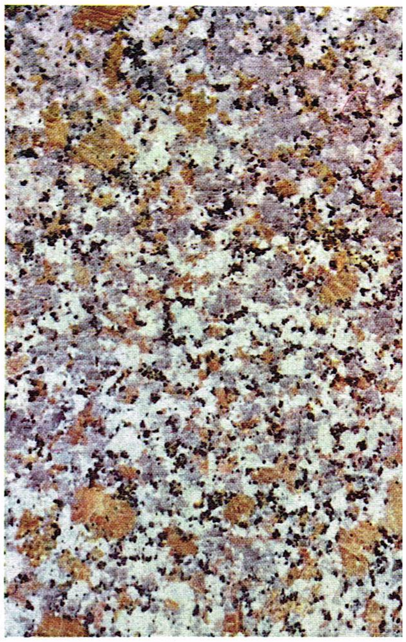
— la présence ou l'absence de quartz, celle de silicates pauvres en silice, comme les feldspathoïdes et l'olivine, qui dépend des rapports quantitatifs entre la silice, l'alumine et les oxydes de fer dans le magma originel. Il est exceptionnel qu'une roche contienne à la fois du quartz et des feldspathoïdes, du quartz et de l'olivine, car ces silicates se forment dans les magmas pauvres en silice (sous-saturés) ;

— pour effectuer des subdivisions plus poussées, la détermination de la nature des feldspaths des roches sialiques et de celle des minéraux fémiques des roches basiques.

La **famille** des **granites** (roches intrusives) et des **porphyres à quartz** (roches effusives) comprend des roches qui sont caractérisées par l'association minéralogique quartz-feldspaths alcalins, potassiques et/ou sodiques. Le feldspath sodique est une albite pure ou, plus souvent, légèrement calcique (10 à 30 % d'anorthite) qui prend alors le nom d'oligoclase. Souvent, dans le cas des granites, on a de petites quantités de mica blanc (muscovite) et de biotite (mica noir) avec, dans les faciès de transition aux diorites, un peu d'amphibole. Les variétés lithologiques sont définies par les rapports quantitatifs entre les différents feldspaths ; ainsi, dans le *granite* proprement dit, le feldspath potassique (orthose ou microcline) est plus abondant que le plagioclase (oligoclase). Dans l'*adamellite,* ou *monzonite quartzifère,* il y a autant de feldspath alcalin que de plagioclase ; dans les *granodiorites* le plagioclase est dominant. Les *granites sodiques* contiennent plus de feldspath alcalin (albite) que de feldspath potassique (orthose), avec parfois des petites quantités de pyroxènes et amphiboles sodiques (ægyrine-riébeckite). Les *pegmatites,* roches filoniennes caractérisées par de très gros cristaux (plusieurs phénocristaux), et les *aplites,* roches filoniennes caractérisées par un grain très fin, appartiennent par leur composition chimique au groupe des granites.

Les roches effusives qui résultent de la consolidation d'un magma de type granitique en surface prennent le nom de *porphyres quartzifères.* Une détermination minéralogique plus précise est possible si ces roches présentent des phénocristaux. Parfois, les roches effusives sont formées uniquement par du verre volcanique (obsidiennes, rétinites, ponces) ; on doit recourir dans ce cas au critère de classification chimique. Les *rhyolites* sont des roches de composition analogue au granite mais de structure différente. Les *rhyolites sodiques* sont le correspondant effusif des granites sodiques, avec de l'albite ou de l'anorthose, des pyroxènes et des amphiboles sodiques ; elles prennent aussi le nom de *comendites.* Les *rhyodacites* et les *dacites* sont les équivalents effusifs des *adamellites* et des *granodiorites.*

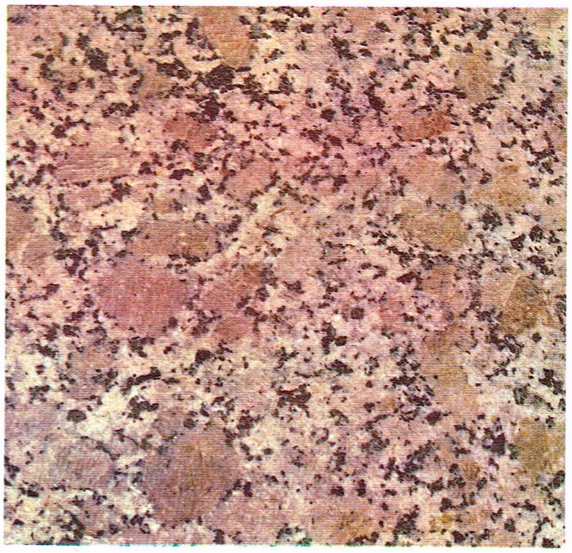
La **famille** des **diorites** (plutoniques) et des **andésites** (effusives) est caractérisée par l'association entre un plagioclase (andésine) et une amphibole (hornblende), avec des quantités accessoires de biotite et quelquefois de pyroxènes. Si le quartz est présent, il s'agit de roches de transition aux granites, c'est-à-dire des *diorites quartzifères,* ou *tonalites.* La présence de quantités notables de


C. Bevilacqua

◄▲ *A gauche,* ***variation chimique moyenne*** *des* **oxydes métalliques** *en fonction de la quantité de silice dans les* **roches éruptives.** *Ci-dessus,* **granite** *de la région sarde (Gallura).*



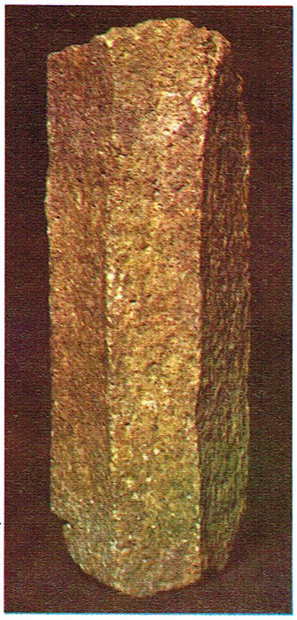
Archives Photo B



C. Bevilacqua

▲ *A gauche, lame mince d'une* **andésite** *de Hongrie, vue en nicols croisés : phénocristaux de plagioclase zonés et maclés dans une mésostase partiellement vitreuse ; le principal minéral accessoire est la biotite. A droite, une* **syénite porphyroïde** *avec de gros cristaux d'orthose, des paillettes de biotite et des aiguilles d'amphibole noires (Verceil).*

▼ *Élément isolé (prisme à section hexagonale) d'une colonnade basaltique (Vicence).*



C. Bevilacqua

pyroxènes marque le passage à la famille des *gabbros*. Les roches formées presque exclusivement de hornblende et étroitement liées aux diorites prennent le nom de *hornblendites*. Les *porphyrites* sont des roches filoniennes à composition dioritique, tandis que les formes effusives correspondant aux diorites du point de vue composition minéralogique prennent le nom d'*andésites*.

La **famille** des **syénites** (intrusives) et des **trachytes** (effusives) ainsi que les familles voisines des **syénites à feldspathoïdes** (intrusives) et des **phonolites** (effusives) sont caractérisées par une composition minéralogique riche en éléments alcalins, avec des teneurs moyennes ou faibles en silice. Pour cette raison, le quartz est généralement absent, et, dans les magmas très peu siliceux, à côté des feldspaths apparaissent les feldspathoïdes. On trouve dans les syénites des feldspaths sodiques ou potassiques, de la hornblende et de la biotite, plus rarement de l'augite en faibles quantités. Dans les monzonites, à côté du feldspath potassique, l'apparition d'un plagioclase (andésine) a pour résultat que ces roches ont une composition intermédiaire entre celle des syénites et celle des diorites. Le quartz peut se trouver en faibles quantités dans les syénites et les monzonites, marquant ainsi le passage progressif de ces roches à la famille des granites. Les *syénites à feldspathoïdes* cristallisent dans des conditions intrusives à partir d'un magma alcalin pauvre en silice ; elles sont caractérisées par un feldspathoïde sodique (généralement la néphéline) avec un feldspath et des variétés sodiques de ferromagnésiens.

Les *trachytes* sont le correspondant effusif des roches syénitiques. Le feldspath alcalin (sanidine ou anorthose) et les autres minéraux des syénites sont présents en petites quantités ; les *kératophyres* sont analogues aux trachytes sodiques, mais le feldspath est dans ce cas l'albite. Les roches effusives composées essentiellement de feldspath potassique et de plagioclase (andésine) prennent le nom de *trachy-andésites*, ou *latites ;* elles sont les équivalents effusifs des monzonites. Dans les *phonolites*, équivalents effusifs des syénites alcalines, les feldspaths sodiques et potassiques sont accompagnés par des feldspathoïdes.

Une **famille** très importante est représentée par les **gabbros** (plutoniques) et les **basaltes** (effusifs). Ce sont des roches ferromagnésiennes constituées de plagioclases basiques (labradorite ou bytownite), de pyroxène et souvent d'olivine. En fonction des proportions respectives de ces minéraux on distingue les *gabbros*, caractérisés par un pyroxène monoclinique, avec ou sans olivine, et les *norites*, caractérisées par la présence d'un pyroxène orthorhombique, également avec ou sans olivine. Dans certains gabbros et norites sans olivine, on peut trouver un peu de quartz. Les *anorthosites* sont des roches formées essentiellement de plagioclase basique, tandis que les *troctolites* sont des gabbros dépourvus de pyroxènes et formés essentiellement par un plagioclase basique ainsi que par de l'olivine, abondante et visible à l'œil nu. Les *diabases* sont des roches filoniennes ou subvolcaniques formées par le refroidissement d'un magma gabbroïque, et qui peuvent renfermer ou non de l'olivine, comme les gabbros et les basaltes. Elles sont caractérisées par une structure ophitique ou intersertale.

Parmi les roches effusives, le groupe des *basaltes* est le mieux représenté d'un point de vue volumétrique ; leur composition minéralogique est analogue à celle des gabbros, mais la masse de fond dans laquelle baignent les phénocristaux est souvent constituée par du verre. A côté de certains basaltes très riches en olivine, on trouve des basaltes et des diabases pauvres ou dépourvus d'olivine, parfois avec de petites quantités de quartz (basaltes tholéitiques).

La **famille** des **gabbros alcalins** et des **basaltes alcalins** est caractérisée par la présence, en plus des minéraux typiques des gabbros (plagioclase basique, augite et olivine), de minéraux riches en éléments alcalins comme la biotite, l'amphibole sodique, l'orthose, les feldspathoïdes et les zéolites.

Les représentants plutoniques de cette famille *(gabbros alcalins)* sont assez rares : les *essexites* sont des roches largement grenues à plagioclase et néphéline, les ferromagnésiens sont de l'augite violette et de la barkévicite (amphibole sodique) et un peu de biotite. Les *théralites* (du grec *thêr* = monstre) contiennent généralement plus d'orthose que les essexites ; il en résulte un déficit en silicium qui se traduit par l'apparition de néphéline. Les *teschénites* sont des roches analogues aux théralites, mais la néphéline y est remplacée par une zéolite sodique : l'*analcime*.

La famille des *basaltes alcalins* est beaucoup plus répandue que celle des gabbros, elle regroupe des roches de compositions minéralogiques très différentes. Les *trachybasaltes* se caractérisent par l'excès d'éléments alcalins, qui se traduit par la présence de feldspath potassique, avec parfois de la hornblende sodique (barkévicite) et de la biotite.

Les *trachy-andésites* sont très voisines des trachy-basaltes, auxquels elles passent progressivement par substitution du plagioclase labrador au plagioclase andésine. Les *spilites* sont des basaltes sodiques pauvres en olivine, et le feldspath acide (albite ou oligoclase) pourrait résulter d'un phénomène métasomatique postérieur à l'éruption.

Des teneurs encore plus élevées en éléments alcalins aboutissent à l'apparition de feldspathoïdes et de mélilite dans les basaltes. Les *téphrites* et les *basanites* sont des roches effusives dont la composition minéralogique est analogue à celle des basaltes et des basaltes à olivine, qui contiennent en plus de la leucite (téphrites et basanites leucitiques) ou de la néphéline (téphrites et basanites néphéliniques). Les *néphélinites* et les *leucitites* sont des roches effusives formées par l'association du pyroxène monoclinique respectivement avec de la néphéline et de la leucite ; l'adjonction d'olivine aboutit aux *leucitites* et *néphélinites à olivine*, improprement appelées « basaltes leucitiques et néphéliniques ». Les basaltes à mélilite, plus correctement appelés *mélilitites*, s'apparentent à ces roches.

La **famille des roches ignées ultrafémiques,** ou **roches ultrabasiques,** est formée essentiellement par des roches contenant un ou plusieurs minéraux fémiques. Ces roches semblent résulter de la différenciation d'un magma basaltique. Ainsi, les *pyroxénites* sont formées par un pyroxène orthorhombique ou monoclinique seul ou associé ; les *péridotites* contiennent de l'olivine seule ou avec des pyroxènes ; les *picrites* sont des péridotites dans lesquelles on trouve un peu de plagioclase basique (riche en Ca). On trouve toutes ces roches dans des gisements de type intrusif ou plutonique, exception faite pour les picrites, auxquelles correspondent les *basaltes picritiques,* riches en olivine.

Les roches magmatiques filoniennes, c'est-à-dire sous forme de corps intrusifs d'épaisseur réduite par rapport à leur extension, peuvent avoir la même composition minéralogique et chimique que les roches plutoniques dont elles dérivent. Elles s'en distinguent par leur structure, porphyrique ou micro-cristalline. Lorsque cette différenciation de structure s'effectue dans le cas des roches sialiques ou acides (donc riches en silice), on a des *aplites*. Les aplites, ou filons aplitiques, sont le plus souvent liées à des intrusions granitiques et sont caractérisées par l'absence (ou la quasi-absence) de minéraux ferromagnésiens et par une structure très finement grenue. Si la différenciation se fait en présence d'éléments volatils concentrés, les cristaux atteignent des dimensions importantes, souvent décimétriques. La roche filonienne s'enrichit alors en minéraux accessoires rares (tourmaline, béryl, topaze) et prend le nom de *pegmatite*. Les *lamprophyres* sont des roches filoniennes qui proviennent de la différenciation de roches fémiques. Ils sont formés par l'association de minéraux ferromagnésiens, parmi lesquels on notera la biotite, les amphiboles, les pyroxènes et l'olivine, ainsi que par des aluminosilicates, comme les feldspaths et les feldspathoïdes.

Les roches *pyroclastiques* s'apparentent de manière générale aux roches effusives. Elles résultent de l'accumulation de projections constituées par des débris de verre volcanique contenant des minéraux intratelluriques et des débris de roche arrachés aux formations traversées, éjectés pendant les phases explosives du volcanisme. Les plus connus sont les *tufs,* qui se déposent en milieu subaérien ou subaqueux, et qui montrent souvent des structures analogues à celles des roches sédimentaires déposées par le vent ou les courants aqueux.

Les différents stades de la cristallisation magmatique

Solidification des magmas

Les processus de solidification des masses fondues varient en fonction de leur composition chimique originelle et des conditions de refroidissement. Il est possible de reconstituer ces processus par l'étude de la composition minéralogique des roches ignées, de leur texture et de leur structure. Les différentes associations de minéraux des roches ignées ainsi que leurs rapports morphologiques et géométriques, qui dépendent de l'ordre de cristallisation dans le magma, constituent les *paragenèses minéralogiques*.

Les structures et les textures des roches intrusives et filoniennes permettent de penser que la cristallisation du magma à l'intérieur de la croûte terrestre s'effectue à travers différents stades. Ces stades correspondent à des conditions de pression et de température décroissantes et à l'épuisement par cristallisation de toutes les substances chimiques présentes dans le magma. Les éléments volatils s'échappent du magma à l'état gazeux ou sous forme de solutions aqueuses, provoquant ainsi des modifications importantes des roches encaissantes, et arrivent à la surface de la croûte terrestre.



C. Bevilacqua

▲ **Essexite** ***de Bohême (Londres, British Museum).***

Dans le premier stade, appelé *orthomagmatique,* il y a séparation de presque tous les minéraux silicatés, selon un ordre déterminé par les différentes températures de solidification et par la composition chimique globale du magma. Avec la progression de la cristallisation, la tension de vapeur des éléments volatils augmente, car ils se trouvent exclus des réseaux cristallins des minéraux formés pendant ce stade. Ils se concentrent alors dans le liquide résiduel, qui occupe un volume de plus en plus petit. L'état physique des éléments volatils (essentiellement l'eau) au cours de ce stade est probablement celui des vapeurs supercritiques. Les éléments volatils, au-dessus de la température critique qui pour l'eau est de 374 °C possèdent de grandes affinités avec les liquides dans lesquels sont dissous les silicates.

Les stades successifs de la cristallisation magmatique *(pegmatitique, pneumatolytique* et *hydrothermal)* se développent à des températures de plus en plus basses : le stade pegmatitique correspond à des températures supérieures à 450 °C ; le stade pneumatolytique est compris entre 450 °C et 374 °C ; le stade hydrothermal se situe au-dessous de 374 °C. En fait, les limites de température ne sont pas aussi nettes : elles dépendent de la composition chimique du magma et de la pression à laquelle il est soumis ; de plus, la transition entre les différents stades est progressive. Les roches qui se forment au cours de ces stades sont différentes de celles qui se solidifient pendant le stade orthomagmatique. Elles présentent généralement des conditions de gisement filoniennes.

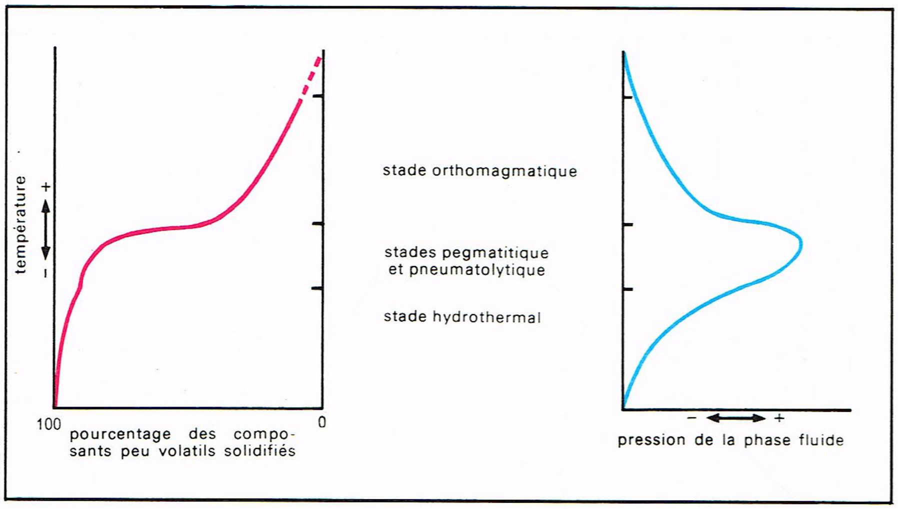
Dans les stades pegmatitique et pneumotolytique, les éléments volatils se trouvent au-dessus de la température critique de l'eau et forment une solution avec les silicates. La phase fluide se trouve à une pression très élevée, plus élevée que celle qui existe pendant le stade orthomagmatique, et elle tend à remonter à travers les roches encaissantes sous forme de veines et de filons. Au cours de la remontée des fluides, la température et la pression baissent progressivement.

● Dans le *stade pegmatitique,* la phase fluide est formée essentiellement par des silicates, qui cristallisent sous forme de minéraux analogues à ceux des roches ignées mais de dimensions bien supérieures. On remarque dans ce stade la richesse des minéraux hydratés (micas) et enrichis en éléments volatils comme le bore (tourmaline), le fluor (fluorine, apatite), le chlore (apatite) et en nombreux autres éléments présents en faibles teneurs dans le magma. Les minéraux des pegmatites sont recherchés et intensément exploités. Les pegmatites généralement



C. Bevilacqua

◄ **Péridotite.** ***Cette roche est formée par de l'olivine (cassures irrégulières souvent courbes) et par un pyroxène monoclinique (clivages réguliers) [lame mince en nicols croisés].***



▲ *Diagramme de la* **solidification** *d'un magma : la courbe en rouge représente la solidification progressive des composants peu volatils du magma au cours du refroidissement; la courbe en bleu montre la variation de la tension de vapeur des composants volatils du magma : son augmentation est très rapide dans les stades pegmatitique et pneumatolytique, à cause de la solidification de la plupart des résidus fondus, peu volatils (d'après Niggli).*

associées à des roches intrusives sialiques, sont comme les granites et les syénites, mais on connaît aussi des roches à faciès pegmatitique dans les magmas intermédiaires et basiques. Les phénomènes anatexiques, c'est-à-dire la fusion plus ou moins complète de roches préexistantes dans des conditions d'ultramétamorphisme, aboutissent à la formation d'un liquide granitique qui, par cristallisation, donne une roche de composition chimique et de structure analogues à celles des pegmatites.

● Dans le *stade pneumatolytique,* la phase fluide résiduelle, constituée essentiellement par des éléments volatils, migre d'abord à travers le pluton (roche intrusive) presque totalement cristallisé, puis à travers les roches encaissantes (veines et filons). Cette migration provoque des modifications minéralogiques de la roche ignée par suite des échanges qui s'opèrent entre le fluide et la phase déjà cristallisée *(autométasomatisme)*. Parmi les phénomènes les plus importants, nous signalerons l'*albitisation* des roches granitiques, c'est-à-dire la transformation du feldspath potassique en feldspath sodique, ou albite; la *chloritisation* des roches fémiques et à composition intermédiaire, qui correspond à la transformation de certains minéraux ferromagnésiens (amphiboles) en chlorite; la *serpentinisation,* c'est-à-dire la transformation de l'olivine en serpentine dans le cas des roches basiques et ultrabasiques.

● Le *stade hydrothermal* prend le relais du stade pneumatolytique au-dessous de la température critique de l'eau (374 °C). Les transformations autométasomatiques se poursuivent également. Certains éléments s'échappent des réseaux cristallins des minéraux; un exemple d'un tel processus est la *kaolinisation* des feldspaths potassiques, qui correspond à un départ des éléments alcalins. Le quartz et les carbonates sont des minéraux typiques de la phase hydrothermale. Certaines sources thermales minéralisées pourraient provenir de l'eau qui s'échappe des magmas au cours des derniers stades de solidification. En fait, le plus souvent, il s'agit d'eaux vadoses, c'est-à-dire d'origine superficielle, infiltrées dans les profondeurs de l'écorce terrestre où elles se réchauffent et se minéralisent.

Les fluides aqueux et gazeux sont responsables, lors des derniers stades de la solidification du magma, de la mobilisation et du dépôt dans les roches encaissantes de minéraux métalliques sous forme concentrée ou disséminée. C'est ainsi que se forment certains gisements de minerais exploitables. Les minéralisations se présentent sous forme d'imprégnations des roches encaissantes au contact du corps intrusif, et, lorsqu'il y a pneumatolyse, un échange d'éléments chimiques s'établit entre le magma et les roches encaissantes *(métasomatisme)*. Elles peuvent aussi se présenter sous forme de filons lorsque la migration et le dépôt des substances minérales s'effectuent pendant la phase hydrothermale. Dans ce cas aussi, se développent des échanges réciproques entre les roches qui constituent les épontes de la fracture et la minéralisation qui la remplit, ou filon.

La solidification des magmas dans le cas des roches effusives (qui montent jusqu'à la surface du globe) se fait dans des conditions totalement différentes de celles les roches intrusives. Deux phénomènes en sont responsables : d'une part, le refroidissement y est beaucoup plus rapide; d'autre part, les éléments volatils s'échappent presque totalement du magma au moment de l'éruption par suite de la brusque chute de pression. Ces deux facteurs aboutissent à une augmentation de la viscosité du magma; il en résulte que les groupements d'ions n'ont ni le temps, ni la possibilité de s'ordonner pour former des réseaux cristallins. La partie du magma qui était à l'état fondu (avec les propriétés d'un liquide) se fige au moment de l'éruption sous forme d'un verre volcanique. Lorsque le refroidissement de la lave n'est pas très rapide et que la perte des éléments volatils n'est pas totale, comme c'est le cas à la base des coulées épaisses ou dans le cas des laves basiques assez fluides, le magma fondu cristallise sous forme de petits cristaux généralement allongés *(microlites)*.

Dans le magma érupté *(lave),* sont souvent présents des cristaux formés dans des conditions intratelluriques *(phénocristaux),* qui baignent dans une masse de fond vitreuse ou microlitique *(mésostase)*. Les phénocristaux montrent parfois des signes de corrosion superficielle provoquée par la chaleur de cristallisation, par l'augmentation de la température de la lave au moment de l'éruption et par l'oxydation de la phase gazeuse qui s'échappe de la masse fondue. Ce dernier phénomène est responsable de la structure bulleuse de certaines laves; les cavités en forme de bulle peuvent rester vides ou bien être remplies, dans un stade postérieur à la mise en place, par des minéraux de type hydrothermal (zéolites, chlorites, calcite, etc.) qui se déposent à partir de solutions aqueuses d'origine profonde (eau magmatique) ou bien d'infiltration (eaux vadoses).

Les caractères de solidification des magmas dans des conditions filoniennes sont intermédiaires entre ceux que l'on observe dans les conditions intrusives d'une part et éruptives d'autre part. Lorsque le magma s'introduit dans les fractures des roches encaissantes, il contient une quantité non négligeable de minéraux cristallisés dans des conditions intratelluriques; la masse fondue se solidifie plus lentement que dans le cas des laves et en présence de teneurs plus importantes d'éléments volatils. Le refroidissement est plus rapide aux épontes du filon *(salbandes),* ce qui se traduit par la présence de verre ou de microlites plus abondants vers l'extérieur du filon, ou dans tout le filon lorsque son épaisseur est très faible. Dans le cas de filons épais, le grain de la roche est d'autant plus important que l'on s'approche de la partie centrale du filon.

On trouve aussi des conditions de solidification voisines de celles des filons dans le cas des parties profondes de certaines coulées de lave très épaisses, ou dans des intrusions de moyenne profondeur qui établissent une communication partielle entre le magma profond et la surface. Les roches de ce type ont été nommées *hypoabyssales,* ou *subvolcaniques*. Elles présentent des structures intermédiaires entre celles des roches intrusives et celles des roches effusives. Le plus souvent, elles se rapprochent de ces dernières par leur structure porphyrique, mais avec une distinction moins nette entre les phénocristaux et la masse de fond.

Les processus de cristallisation magmatique

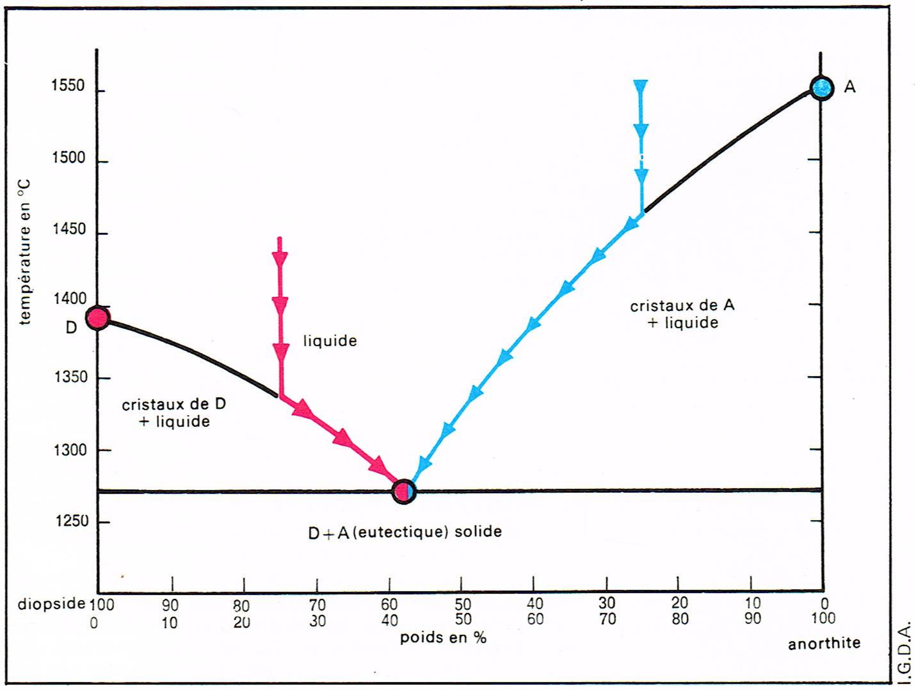
Bien que l'on connaisse un certain nombre de roches intrusives constituées par une seule espèce minérale (anorthosites, pyroxénites, péridotites), on admet qu'il n'existe pas de magma ayant une composition monominérale. Les roches signalées précédemment résultent de la concentration d'un minéral qui se sépare du magma à un moment précoce ou tardif de sa solidification.

Les roches ignées résultent de l'association de certains minéraux fondamentaux avec d'autres plus accessoires. Les roches ultrabasiques et basiques sont souvent constituées par deux ou trois espèces minérales seulement. La pétrogenèse (étude de la naissance des roches) a été abordée par les expériences de cristallisation en autoclave de mélanges obtenus par la fusion de plusieurs phases minérales. On peut, au cours de ces synthèses, faire varier les proportions relatives des composants chimiques, la pression d'H_2O, la température, la vitesse de refroidissement, etc. Les expérimentateurs ont observé des phénomènes totalement différents selon que les minéraux obtenus forment des solutions solides, totales ou partielles

La notion de solution solide tient à l'analogie de structure des réseaux cristallins de deux minéraux différents. Ces minéraux sont *isotypes*. Dans certains cas d'isotypie, les ions ou les groupements ioniques, qui occupent des emplacements bien précis dans le réseau cristallin du minéral, peuvent être remplacés par des ions différents, localisés de la même façon et dans le même type de réseau cristallin d'un minéral différent. Si la substitution est possible en toutes proportions, on a une solution solide entre deux minéraux, lesquels constituent alors les termes extrêmes d'une série isomorphe. Leur composition chimique ainsi que leurs propriétés physiques varient progressivement d'un terme à l'autre de la série. L'exemple le plus classique est celui de la famille des plagioclases. Un nombre important de minéraux des roches ignées appartiennent à des séries isomorphes (le quartz fait exception à cette règle).

Analysons la cristallisation d'un mélange synthétique ayant la composition chimique d'un pyroxène (diopside) et d'un plagioclase (anorthite) en différentes proportions. Les températures de cristallisation des minéraux purs, 1 550 °C pour l'anorthite et 1 391 °C pour le diopside, sont abaissées de manière considérable par la présence dans le mélange fondu de petites quantités de substances chimiques appartenant à l'un des deux minéraux et jouant le rôle de fondants. La température minimale de solidification du mélange (1 270 °C) correspond à un liquide fondu composé par 42 % d'anorthite et 58 % de diopside ; le mélange correspondant à cette composition est appelé mélange *eutectique* du système binaire anorthite-diopside. Si l'on refroidit lentement ce mélange eutectique, on observe qu'à 1 270 °C précipitent simultanément des cristaux d'anorthite et de diopside ; la température reste alors constante jusqu'à cristallisation totale de l'ensemble. Si le liquide fondu a une composition chimique correspondant à des pourcentages de l'un et de l'autre minéral, différents de la composition eutectique (42 % d'anorthite, 58 % de diopside), le minéral qui cristallise le premier est celui dont la teneur dans le liquide est plus élevée par rapport à sa teneur dans l'eutectique. Cela reste valable même si sa température de solidification à l'état pur est inférieure à celle de l'autre minéral dans le mélange binaire. La composition du liquide varie progressivement vers celle de l'eutectique car, à partir du liquide, se séparent les éléments constitutifs du minéral présent initialement en teneurs plus élevées ; lorsque la composition de l'eutectique est atteinte, les deux minéraux cristallisent simultanément.

Des études analogues ont été effectuées dans le cas de systèmes ternaires ou quaternaires, c'est-à-dire en présence de trois ou quatre minéraux non miscibles à l'état solide et avec un joint eutectique commun : la solidification s'effectue de la même façon que dans les systèmes binaires.

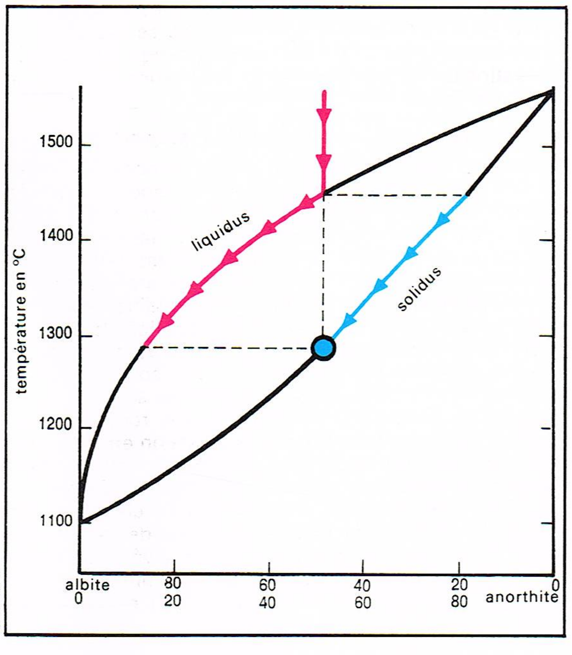


▲ ***Diagramme représentant*** **le système binaire anorthite-diopside** ***: au cours du refroidissement, la composition du liquide fondu, riche en diopside (D), varie selon la ligne rouge, le diopside cristallisant avant le mélange diopside-anorthite ; le processus est le même pour un liquide plus riche en anorthite (ligne bleue), mais cette fois les cristaux d'anorthite apparaissent les premiers.***

On retrouve le même phénomène dans le cas inverse, c'est-à-dire lors de la fusion partielle d'une roche formée par un mélange de minéraux constituant de multiples systèmes analogues à ceux que nous venons de décrire. Ce résultat se vérifie dans la nature lorsqu'une roche est portée, à la suite de dislocations tectoniques, dans les niveaux profonds de la croûte terrestre. La température élevée qui existe à ces niveaux provoque une fusion partielle des minéraux ; ainsi prend naissance un magma secondaire ou *anatexique*. La fusion débute par des minéraux qui constituent le mélange eutectique dans un système à plusieurs composants, et cela à des températures inférieures à celle de chaque minéral. Ainsi, un mélange ternaire constitué par du quartz, de l'orthose et de l'albite en quantités égales, fond aux environs de 700 °C, en présence d'eau et à une pression élevée (3 Kb). Les premiers produits d'anatexie ont donc la composition d'un magma granitique même s'ils proviennent de la fusion partielle d'une roche dont la composition globale n'est pas celle d'un granite.

La cristallisation des minéraux qui constituent des *séries isomorphes* suit une évolution différente. Dans le cas des plagioclases qui forment une série continue entre deux pôles extrêmes, représentés d'une part par l'anorthite $CaAl_2Si_2O_8$ (dont le point de fusion est de 1 550 °C) et d'autre part par l'albite $NaAlSi_3O_8$ (dont le point de fusion se situe à 1 100 °C), les températures de cristallisation des différents mélanges sont intermédiaires entre celles des deux corps purs. Les premiers minéraux qui se séparent du bain fondu n'ont pas la même composition chimique que le liquide. Le premier minéral qui cristallise n'est pas présent en excès par rapport à un mélange eutectique, comme dans le cas des mélanges binaires examinés précédemment.

Dans le cas des séries isomorphes, les premiers minéraux qui se séparent du liquide ont une composition chimique intermédiaire entre celle du liquide et celle du minéral pur à plus haut point de fusion. Ainsi, dans un mélange à 50 % d'anorthite et 50 % d'albite, précipitent, à partir de 1 450 °C, des cristaux correspondant à une solution de composition comptant 82 % d'anorthite et 18 % d'albite. Le liquide résiduel s'enrichit alors en albite par rapport au liquide initial. Au cours du refroidissement, les premiers minéraux formés ne sont plus en équilibre avec le liquide : il se crée alors une réaction d'échange réciproque entre la phase solide (cristaux) et le liquide (sans destruction des réseaux cristallins formés antérieurement). La composition chimique des cristaux varie continuellement ; elle est toujours enrichie dans le composant à plus haut point de fusion par rapport à la composition initiale du magma. Au fur et à mesure que la cristallisation avance, la composition chimique des cristaux se rapproche de celle du



◀ ***Diagramme représentant*** **le système binaire albite-anorthite** ***: au cours du refroidissement du mélange liquide des deux composants, la composition du liquide varie selon la courbe rouge*** **(liquidus)*****, celle des cristaux séparés varie selon la courbe bleue*** **(solidus)*****. A la suite de réactions continues entre la phase liquide et la phase solide, la phase résiduelle, à la fin de la cristallisation, a la même composition que le liquide fondu initial (d'après Bowen).***

liquide initial; dans le cas examiné ci-devant, elle est atteinte à 1 285 °C (50 % d'anorthite, 50 % d'albite).

La composition chimique du résidu fondu varie également de manière continue; elle s'enrichit progressivement par rapport au liquide initial dans le terme à point de solidification le plus bas. La dernière goutte de liquide dans l'exemple traité a une composition correspondant à environ 86 % d'albite et 14 % d'anorthite. Ce liquide réagit avec des cristaux dont la composition chimique est voisine de celle du liquide initial. Inversement, si l'on fait fondre un plagioclase dont la composition chimique correspond à 50 % d'albite et 50 % d'anorthite, il se forme un liquide enrichi en albite et un solide dont la composition va progressivement évoluer vers celle de l'anorthite.

La réaction entre cristal et liquide, qui dans le cas des plagioclases correspond à un échange double entre Ca et Al de la phase solide et Na et Si de la phase liquide, est possible uniquement si le refroidissement est lent et continu. Si le refroidissement est rapide et discontinu, on obtient des *cristaux zonés*, avec le centre enrichi dans le terme à plus haut point de fusion (An) et la bordure enrichie dans le terme à point de fusion le plus bas (Ab). Le phénomène que nous venons de décrire se rencontre non seulement dans la famille des plagioclases, mais aussi dans celles des pyroxènes et des olivines.

Les expériences sur les systèmes qui font intervenir un minéral à *fusion incongrue* sont très importantes. Le minéral se décompose et forme un liquide et un minéral de composition chimique différente, aucunement lié au minéral originel par des rapports isomorphiques comme dans le cas des plagioclases. Si, par exemple, on fond un pyroxène (clinoenstatite $Mg_2Si_2O_6$), à 1 557 °C il se décompose en donnant une olivine (forstérite Mg_2SiO_4) et un liquide plus riche en silicium par rapport à la composition de l'enstatite; à une température plus élevée, la forstérite se dissout dans le liquide. Inversement, si l'on part d'un liquide fondu dont la composition est celle de la clinoenstatite, se déposent d'abord des cristaux de forstérite, et le liquide s'enrichit en silice; à la température d'inversion, la forstérite réagit avec le liquide et se transforme en clinoenstatite.

Ces quelques exemples fondamentaux, relatifs aux transformations d'état physique dans les systèmes silicatés, donnent un aperçu de la complexité des processus de solidification des magmas intrusifs. De plus, dans les milieux naturels interviennent d'autres facteurs, comme les modifications polymorphes des minéraux, les variations irrégulières de la pression, la température et la tension de vapeur des éléments volatils, la contamination du magma par fusion des roches encaissantes. Dans les études expérimentales, on ne peut tenir compte de tous ces facteurs, qui compliquent les schémas théoriques de cristallisation et les rapports entre les différentes phases.

On peut considérer qu'il existe trois processus de cristallisation distincts : les systèmes avec eutectique, les séries de réactions continues et les réactions discontinues. Seuls les derniers produits de la cristallisation, c'est-à-dire la roche formée par les derniers minéraux apparus, sont accessibles à notre investigation. Les différents stades de la cristallisation peuvent être déduits uniquement à partir des rapports entre les différents minéraux présents. Dans les systèmes avec eutectique, il ne doit y avoir aucune réaction entre le cristal et le liquide; la composition de la phase minérale doit rester toujours la même, sans qu'il y ait de substitutions isomorphes dans les réseaux cristallins. Toutes ces conditions réunies ne se vérifient que rarement dans les milieux naturels. C'est pourquoi on pense que ce type de cristallisation est assez rare et qu'il devrait donner naissance à une structure micropegmatitique, telles celles que l'on observe dans les granophyres, ou de type ophitique comme dans les diabases. Dans les systèmes avec un point eutectique, il n'existe pas un ordre défini d'apparition de phases minérales, mais le minéral en excès par rapport à la composition de l'eutectique se sépare en premier. Cela est contraire aux observations les plus courantes car les minéraux montrent toujours un ordre d'apparition bien déterminé, même si les premières phases qui apparaissent sont quantitativement négligeables.

On distingue les premiers minéraux qui se séparent du magma par leur forme bien cristallisée *(minéraux idiomorphes* ou *automorphes)* car les faces cristallines ont pu se développer librement. Les minéraux qui apparaissent tardivement cristallisent dans les espaces laissés libres par les autres minéraux; ils ne peuvent donc acquérir leur forme cristalline *(minéraux xénomorphes)*. Fréquemment, dans les roches intrusives, les minéraux qui apparaissent les premiers (généralement des minéraux ferromagnésiens) montrent des signes d'instabilité ou de résorption, parfois sous forme d'auréoles réactionnelles (la bordure du cristal est remplacée par de nouveaux minéraux); ce phénomène rappelle qu'ils appartiennent à une série de réactions discontinues, analogues à celles de la série forstérite-clinoenstatite. Les premiers minéraux qui se séparent du magma ne se trouvent plus en équilibre avec le liquide résiduel qui se forme au fur et à mesure que le processus de cristallisation avance. Ils vont donc réagir avec lui pour former de nouveaux minéraux. Ainsi, souvent, les amphiboles forment une auréole autour des pyroxènes et les biotites autour des amphiboles.

La cristallisation de certains minéraux fondamentaux, suivant des processus de réaction discontinue, est prouvée par l'observation des séquences minéralogiques de différentes roches dérivant de la solidification d'un même magma. Cette notion, qui sera plus amplement développée dans la partie concernant la différenciation magmatique, s'applique aux roches qui, bien que différentes, montrent des analogies de composition chimique et de conditions de gisement. Les minéraux apparaissent suivant un ordre défini : les minéraux ferromagnésiens précèdent toujours les minéraux sialiques; au fur et à mesure que la différenciation progresse, leur disparition s'effectue suivant le même ordre. En d'autres termes, au cours de la cristallisation, les premiers minéraux apparus réagissent avec le bain fondu résiduel pour former de nouveaux minéraux. De plus, dans la série isomorphe des plagioclases, les termes plus riches en anorthite, qui se séparent à température élevée, sont généralement associés à des minéraux fémiques, tandis que les termes albitiques s'associent aux minéraux sialiques.

C'est à la suite d'observations de cet ordre et de longues études sur les systèmes artificiels silicatés, que le pétrographe américain N.L. Bowen formula l'ordre de séparation des minéraux dans les magmas, appelé *suite de Bowen*. La cristallisation procède, par diminution de la température, selon deux séries de réactions presque totalement indépendantes : la série continue des plagioclases, qui va des termes calciques aux termes sodiques, et la série discontinue des minéraux fémiques, qui commence avec les olivines, passe aux pyroxènes ferriques et magnésiens d'abord, calciques ensuite (augites), et se poursuit avec les amphiboles et les biotites. Dans la suite discontinue, chaque terme, pendant la période dans laquelle il est en équilibre avec le liquide, voit sa composition changer progressivement. Dans les olivines et les pyroxènes, par exemple, la teneur en magnésium diminue tandis que la teneur en fer augmente. Dès que l'équilibre est rompu, la phase solide réagit à une température inférieure avec les résidus liquides pour donner naissance à un nouveau minéral de la série. Les deux séries sont indépendantes et se développent en même temps; mais la présence, surtout aux températures élevées, de minéraux des deux séries comme l'anorthite et le diopside provoque un abaissement de la température du solidus; par ailleurs, on ne peut affirmer qu'il existe un eutectique correspondant aux deux termes extrêmes des deux séries. Les derniers minéraux qui apparaissent dans le magma sont les feldspaths potassiques (orthose), la muscovite (mica blanc) et le quartz. Les relations de ces minéraux tardifs avec ceux des deux séries ne sont pas évidentes; il est probable qu'ils ne proviennent pas d'une réaction continue ou discontinue des minéraux déjà formés avec le résidu fondu, mais représentent le produit de la cristallisation de ce résidu. De ce point de vue, ils présentent quelques analogies avec les minéraux des séries eutectiques, bien que leur cristallisation ne soit pas simultanée.

Le principe de la suite de Bowen ne prend pas en considération les changements de composition chimique, essentiellement de celle des feldspaths, pendant les derniers stades de cristallisation du magma (pneumatolytique et hydrothermal). Par contre, elle fournit une explication valable des phénomènes observés dans les roches filoniennes et effusives dans lesquelles les processus de cristallisation sont souvent interrompus par des phases précoces, suivies d'un refroidissement si rapide que le résidu fondu se fige en un verre volcanique.



Archives photo B

▲ **Structure myrmékitique** ***au contact d'un cristal de feldspath potassique (en haut) avec des cristaux maclés de plagioclase (en bas). Les couleurs d'interférence des minéraux ont été rehaussées en interposant une lame de quartz sur le trajet des rayons lumineux (microphotographie en nicols croisés).***

Les structures et les textures des roches ignées

Les rapports de formes et de dimensions entre les différents minéraux ainsi que, parfois, le verre qui les entoure constituent la structure et la texture des roches ignées. On utilise souvent ces deux termes sans les différencier. En fait, le terme de *structure* désigne les rapports de formes et de dimensions entre les différents minéraux, surtout observables en lame mince au microscope, mais parfois aussi à l'œil nu sur un échantillon. Quant au terme de *texture*, il désigne certains caractères d'ensemble de la roche, déterminés par l'orientation des cristaux aplatis et lamellaires et que l'on peut observer sur des affleurements d'une certaine dimension (parfois aussi en lame mince). Signalons que les pétrographes anglo-saxons utilisent les deux termes dans des sens inverses de ceux que nous venons d'expliciter.

Les structures et textures fournissent d'intéressants renseignements sur le mode de formation des roches, c'est-à-dire sur la cristallisation et la mise en place du magma. Ainsi, grâce aux caractères structuraux et texturaux, on peut différencier les roches ignées intrusives des roches ignées effusives. La structure des roches intrusives ou plutoniques est grenue, alors que celle des roches effusives est porphyrique. Le mode de refroidissement dicte ces différences structurales : lorsqu'il est lent, comme dans le cas des roches intrusives, tout le magma cristallise; par contre, un refroidissement brusque provoque la trempe du magma, sous forme de verre, avec parfois des cristaux qui ont pris croissance en profondeur *(cristaux intratelluriques)*.

Structures des roches ignées

La structure classique des **roches plutoniques** est dite *grenue holocristalline,* la roche étant entièrement formée de cristaux de dimensions presque égales (structure *équante*). Les cristaux des différents minéraux peuvent avoir leurs formes cristallines (faces, arêtes, etc.) bien exprimées; ils sont alors appelés *idiomorphes* ou *automorphes* (structure panautomorphe). Si, par contre, leurs contours sont quelconques, on dit qu'ils sont *xénomorphes* (structure xénomorphe). Généralement, les roches ignées intrusives ont une structure *grenue* avec des minéraux automorphes qui se séparent les premiers du magma et des minéraux xénomorphes qui, plus tardifs, occupent les espaces restant entre les minéraux déjà cristallisés (par exemple, le feldspath potassique et le quartz dans le cas des roches granitiques, ce qui confirme la suite de Bowen). Une telle structure est dite aussi *hypidiomorphe*.

La structure grenue est caractéristique des roches granitiques et assimilées; de ce fait, on l'appelle *structure granitique*. Dans les aplites qui sont des roches filoniennes périplutoniques, la structure xénomorphe à grain très fin est fréquente. Dans les pegmatites qui sont des roches à conditions de gisement analogues à celles des aplites, la structure est grenue, mais à grain très grossier *(structure pegmatitique)*.

La *structure graphique* résulte de la croissance simultanée de prismes allongés de quartz et d'orthose simulant une plaque sculptée avec des caractères cunéiformes. Selon certains auteurs, elle résulterait d'une cristallisation de type eutectique binaire car le quartz et le feldspath sont présents en pourcentages pondéraux constants. La *structure micrographique* est analogue à la structure graphique mais uniquement observable en microscopie par suite de la dimension de ses cristaux. La *structure micropegmatitique* ou *granophyrique* est caractérisée par de petits cristaux de quartz et d'orthose qui ont grandi simultanément autour de phénocristaux ayant cristallisé antérieurement. La *structure granophyrique* peut aussi résulter d'une cristallisation de type eutectique à partir du dernier résidu fondu des magmas granitiques. Elle est caractéristique des granophyres qui sont des microgranites aphanitiques de semi-profondeur.

La *structure rapakivique,* typique du granite rapakivi du sud de la Finlande, est caractérisée par la présence





▲ *A gauche, curieux aspect d'un granite* « **graphique** » *provenant de l'Inde (Londres, British Museum). A droite,* **structure micropegmatitique** *(croissance régulière simultanée, de quartz et de feldspath potassique) dans un granophyre de la région de Varèse. Les phénocristaux sont du quartz et du feldspath potassique (lame mince en nicols croisés).*

de porphyroblastes (phénocristaux) arrondis dont le cœur est fait d'orthose et l'enveloppe de plagioclase. La couleur rose de l'orthose ressort de manière nette par rapport à la couleur blanche de la couronne de plagioclase.

La *structure myrmékitique* s'observe parfois au contact entre des cristaux d'orthose et de plagioclase dans le cas des roches granitiques riches en éléments minéralisants. Le plagioclase avec des inclusions vermiculées de quartz pénètre le feldspath potassique avec des diverticules en forme de bourgeons. On attribue cette structure auréolée à une cristallisation de silice excédentaire libérée par la substitution à l'orthose du plagioclase (plus pauvre en silice).

La *structure pœcilitique,* que l'on rencontre dans certaines roches ignées intrusives, résulte de l'inclusion de nombreux cristaux généralement lamellaires, mais non forcément orientés, dans une plage monocristalline d'un autre minéral. Par exemple, dans certaines roches, les cristaux de pyroxènes sont si grands qu'ils forment un noyau englobant plusieurs lattes feldspathiques. Dans la *structure ophitique,* les espaces polygonaux délimités par les lattes de feldspaths sont occupés uniquement par du pyroxène. Les structures ophitique et pœcilitique sont des variétés de la *structure doléritique.*

Les *structures perthitique, microperthitique* et *antiperthitique* des feldspaths (petites faccules ou veinules de feldspath sodique dans le feldspath potassique et inversement) résulteraient d'un phénomène de séparation à basse température de ces deux minéraux, solubles entre eux à l'état solide à haute température. On attribue une origine semblable à la séparation de minéraux métalliques (oxydes de fer, etc.) sous forme de minces lamelles dans les feldspaths et les pyroxènes. Le même phénomène peut se produire entre pyroxènes orthorhombiques et pyroxènes monocliniques. Les structures que nous venons de signaler confèrent aux minéraux et aux roches qui les présentent un aspect chatoyant et irisé.

▼ **Structure porphyrique** *d'une porphyrite dioritique à amphibole provenant de la région de Bergame (Milan, musée d'Histoire naturelle).*



Les **roches effusives** montrent des structures différentes de celles des roches plutoniques; ces structures permettent de reconstituer l'allure de la cristallisation dans les laves. La *structure porphyrique* résulte du contraste entre, d'une part, des cristaux de grandes dimensions, ou *phénocristaux,* automorphes qui se séparent du magma dans des conditions intratelluriques, et, d'autre part, la pâte de fond, ou *mésostase,* formée soit de verre volcanique, soit de petits cristaux, ou *microlites.* Les microlites sont le résultat d'une cristallisation rapide du bain fondu constituant la lave, par suite du refroidissement brusque qui succède à l'éruption ; ils sont généralement semblables aux minéraux présents sous forme de phénocristaux, mais leur composition peut être légèrement différente, surtout dans le cas des plagioclases. Les *cristallites,* que l'on rencontre parfois dans le verre volcanique, sont des formes embryonnaires de cristaux développés quand le verre volcanique était encore fluide, mais extrêmement visqueux. Ils présentent des formes variées et sont appelés *globulites, trichites,* etc. La structure porphyrique se retrouve dans de nombreuses roches filoniennes, ainsi que dans des roches intrusives consolidées à faible profondeur (granites porphyriques), ou bien encore dans les zones périphériques des massifs granitiques où le refroidissement est plus rapide; cette structure est bien visible à l'œil nu.

La structure des roches effusives contenant du verre volcanique est appelée *structure vitreuse* si le verre est dominant, et *structure hypocristalline* si la quantité de verre est moins importante mais toujours notable par rapport à la structure holocristalline. La structure hypocristalline se confond avec la structure porphyrique fondamentale; si la mésostase est constituée essentiellement par du verre, on a une *structure hyaline,* et si les microlites sont dominants, une *structure microlitique.* La *structure trachytique* est une variante très répandue de la structure microlitique dans laquelle les microlites sont disposés avec leur plus grand allongement dans le sens de la fluidité de la lave.

La structure porphyrique est souvent moins bien exprimée dans les roches fémiques que dans les roches sialiques. La *structure intersertale* est caractéristique de certains basaltes; les microlites sont disposés d'une façon quelconque, de telle sorte qu'ils ménagent entre eux des espaces occupés par le verre. La *structure ophitique* est caractéristique des dolérites qui sont des roches subvolcaniques et filoniennes. Les espaces laissés libres par les lattes de plagioclases sont occupés par des pyroxènes

très largement cristallisés, xénomorphes par rapport aux plagioclases de la même roche.

La structure vitreuse montre au microscope optique des caractères de fluidité, soulignés par des microlites allongés ou par des bandes enrichies en oxydes de fer et plissées. La *structure perlitique* est une variante de la structure vitreuse; le verre en refroidissant se contracte et se fissure suivant des structures concentriques en pelures d'oignon. La *structure sphérolitique* est assez voisine de la structure perlitique; elle est formée par des sphérolites constitués par des fibres radiales de quartz et de feldspath, qui divergent à partir d'un noyau central. La structure sphérolitique est secondaire et traduit un phénomène de recristallisation du verre, par exemple, sous l'influence du passage de fumerolles. La *structure variolitique*, que l'on rencontre dans certains basaltes, est semblable à la structure sphérolitique, mais les sphérolites fibro-radiés sont noyés dans une mésostase sombre à grain très fin, essentiellement chloritique.

Textures des roches ignées

Les textures des roches ignées résultent de l'ensemble des caractères généraux observables sur un affleurement, comme l'orientation préférentielle de certains cristaux ou groupements de cristaux. La *texture tabulaire* ou *planaire* montre une stratification assez grossière, due à l'orientation préférentielle de minéraux allongés, tels que les feldspaths et les amphiboles, ou aplatis, comme les micas, ou bien d'enclaves provenant soit des roches encaissantes, soit même d'agrégats de minéraux fémiques séparés dans des stades précoces de la cristallisation. On peut confondre cette texture avec celle des roches gneissiques; mais, en fait, elle résulte de la solidification du magma dans des conditions intrusives lorsque celui-ci, déjà partiellement cristallisé, montait parallèlement aux épontes du réservoir magmatique. Habituellement, la texture planaire est concordante avec les parois du corps intrusif. Souvent, la texture gneissique prend naissance peu après la consolidation du magma granitique. Les contraintes tectoniques exercées sur la masse rocheuse, encore à température élevée, aboutissent à sa déformation et à la recristallisation de ses minéraux.

La *texture cataclastique primaire*, que l'on rencontre dans certaines roches monominérales comme les anorthosites et les péridotites, ne résulte pas de déformations tectoniques tardives. Elle est matérialisée par la fracturation des bords des cristaux par suite d'un phénomène de friction entre les individus cristallins au moment de l'intrusion. En effet, lors de son ascension, la roche est déjà fortement cristallisée, et son déplacement au sein des roches encaissantes est rendu possible grâce à l'existence d'une mince couche liquide (fondue) intercristalline.

La *texture orbiculaire* des roches ignées intrusives résultant d'un mode de cristallisation particulier est très rare. La roche est formée par des orbicules pouvant atteindre plusieurs centimètres de diamètre. Chaque orbicule est constitué par des enveloppes concentriques, alternativement de couleur blanche (plagioclase, bytownite) et verte (amphibole fibreuse); la disposition des minéraux est à la fois fibro-radiée et zonée. La genèse des orbicules, qui font penser, à une échelle différente, aux oolites des roches sédimentaires, est mal connue. On peut penser à la séparation alternée de minéraux à partir d'un magma fondu autour de germes de cristallisation, ou bien par des processus métasomatiques intervenus après la consolidation de la roche.

Certaines roches intrusives ont une *texture myarolitique*, caractérisée par la présence de cavités remplies partiellement par des minéraux ayant cristallisé au cours des dernières phases de consolidation du magma. Les cavités peuvent être petites, mais atteignent parfois le décimètre, plus rarement le mètre (druses); elles sont tapissées de cristaux automorphes très recherchés par les amateurs de pierres. La texture myarolitique se rencontre aussi dans les roches sialiques effusives. Dans les coulées plus épaisses, les druses sont le résultat de la diminution de volume du magma par suite du refroidissement ou de la séparation de bulles de gaz retenues par la viscosité du magma.

Les *textures bulleuses* ou *vacuolaires*, engendrées par le départ des éléments volatils du magma par suite de la diminution de pression lors de l'éruption, sont très fréquentes dans les roches effusives. Dans les roches vitreuses, les bulles très petites et très rapprochées définissent la *texture ponceuse*, tandis que des cavités plus grosses déterminent la *texture vacuolaire* du sommet des coulées basaltiques où la perte des éléments volatils prédomine. La *texture amygdalaire* résulte d'un remplissage secondaire des vacuoles des roches effusives par des minéraux (calcite, zéolites) déposés par des eaux vadoses ou magmatiques. La *texture à lithophyses*, fentes concentriques analogues à celles de la structure perlitique mais de dimensions plus grandes, se rencontre dans certaines roches vitreuses acides. Les lithophyses sont remplies de minéraux secondaires bien cristallisés.



C. Bevilacqua

▲ Aspect caractéristique de la « diorite orbiculaire » de Santa Lucia di Tallano (Corse); sa structure est à la fois fibro-radiée et zonée.

Archives photo B

Les différents types de roches ignées

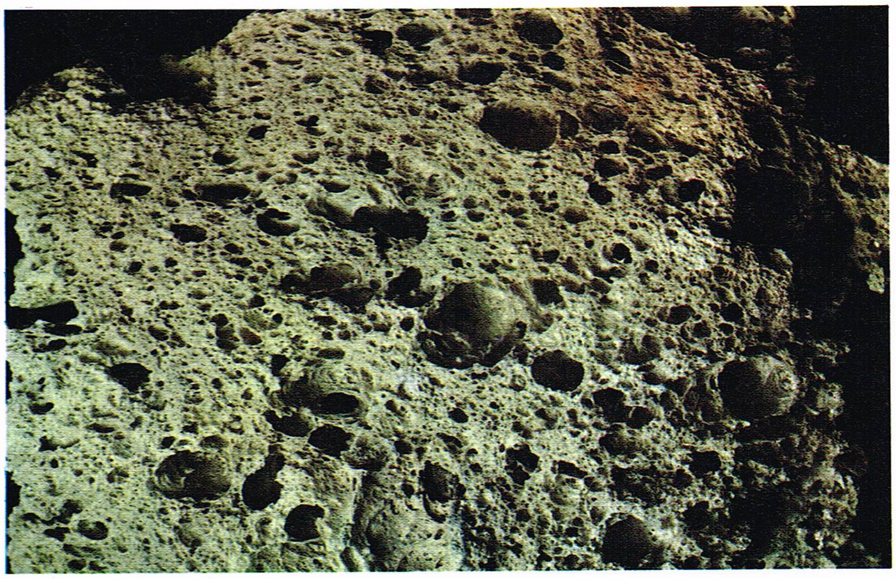
LES GRANITES

Les roches ignées intrusives constituées de feldspaths alcalins et de quartz forment la famille des granites au sens large.

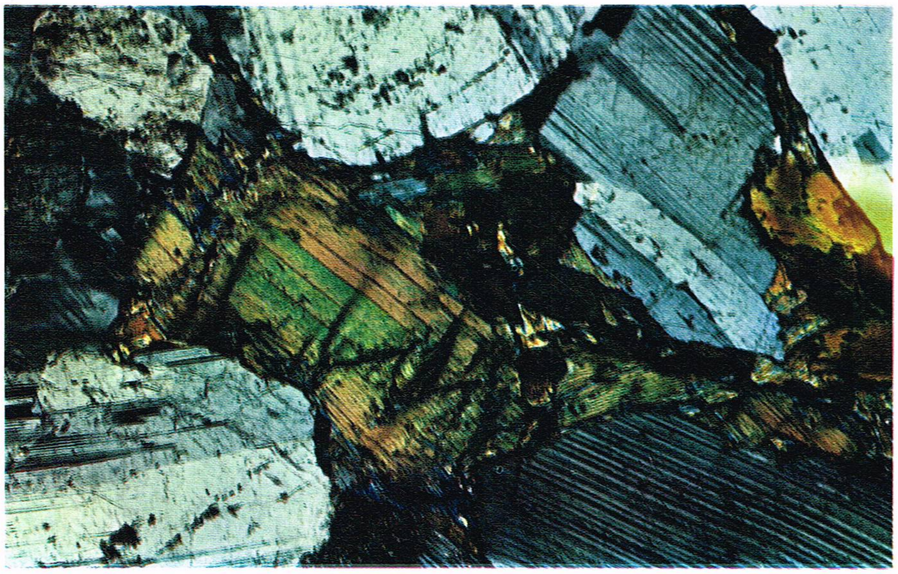
Le minéral caractéristique de ces roches est le quartz; sa teneur peut varier de 20 à 40 % (de 10 à 40 % selon certains auteurs); sa présence traduit une cristallisation dans un milieu très riche en silice et, de manière moins importante, en alumine et en éléments alcalins (sodium et potassium). La silice, qui ne participe pas avec les éléments alcalins à l'édification des feldspaths, cristallise tardivement sous forme de quartz.

Les limites entre les différents types lithologiques de cette famille ne sont pas nettes et ne correspondent pas forcément à des différences génétiques. Très souvent,

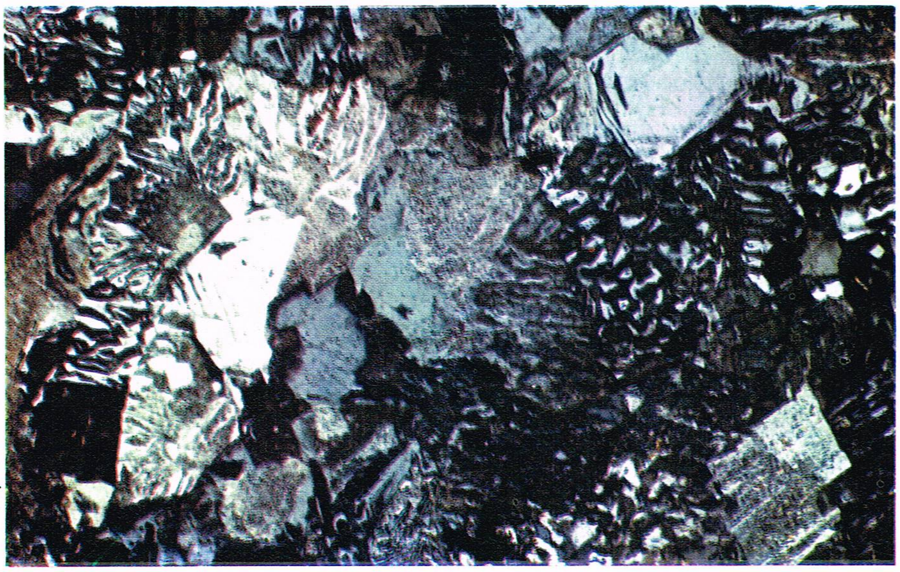
▼ Un fragment de ponce dont la texture montre des bulles très petites et très rapprochées.



C. Bevilacqua



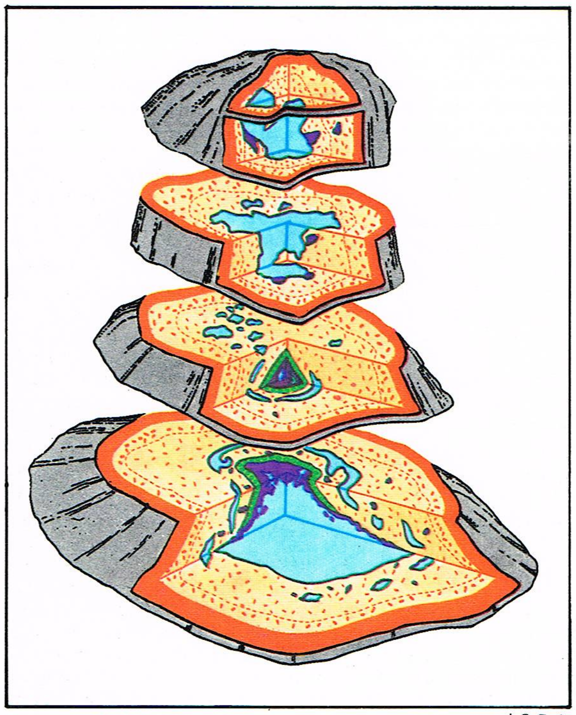
Archives photo B



Archives photo B

▲ ***En haut,* granodiorite *de l'île d'Elbe : au centre, cristal de biotite clivé et légèrement plissé entouré de plagioclases à macle polysynthétique. Ci-dessus,* granophyre, *structures de type micropegmatitique correspondant à des exolutions quartz-feldspath (lames minces en nicols croisés).***

▶ ***Bloc diagramme montrant la structure d'un corps intrusif pegmatitique de Bavière (d'après Schneiderhöhn).***



I.G.D.A.

elles traduisent des différences de cristallisation du même réservoir magmatique, dans l'espace ou dans le temps. Par exemple, le même massif peut être formé en partie par du granite, en partie par de la granodiorite.

Le quartz étant le constituant fondamental, on parle de granite si plus des 2/3 des feldspaths sont de type alcalin (orthose), le tiers restant étant un plagioclase légèrement calcique (oligoclase). Les adamellites sont caractérisées par une augmentation de la teneur en plagioclases, qui constituent 1/3 à 2/3 des feldspaths. Dans les granodiorites, le plagioclase (andésine) devient dominant par rapport au feldspath alcalin ; sa teneur dépasse les 2/3 du feldspath total. Les adamellites et les granodiorites sont caractérisées par des teneurs en quartz plus faibles que celles observées dans les granites ; le plagioclase devient plus calcique (andésine). Parallèlement, apparaissent des minéraux ferromagnésiens, comme la biotite et l'amphibole, qui marquent la transition vers les diorites. Les minéraux accessoires, tels l'apatite et le sphène, traduisent le caractère calcique de ces roches ; on rencontre aussi du zircon et de la magnétite ; quelques paillettes de mica blanc (muscovite) subsistent parfois.

Les **granites proprement dits** se subdivisent en granites normaux et en granites alcalins et hyperalcalins.

● Dans le cas des *granites normaux,* les deux feldspaths peuvent cristalliser simultanément (dans ce cas il s'agit de perthite orthose-albite) ou séparément sous forme d'individus cristallins isolés. Les granites caractérisés par des feldspaths perthitiques se forment par refroidissement rapide d'un magma intrusif dans les niveaux supérieurs de l'écorce terrestre. Les granites à deux feldspaths, par contre, se forment à partir d'un magma qui se refroidit lentement en profondeur. La démixtion entre feldspath sodique et feldspath potassique s'effectue progressivement avec cristallisation d'individus séparés. Le feldspath potassique est en général l'orthose ; on rencontre plus rarement le microcline. Le feldspath sodique n'est que rarement une albite pure ; le plus souvent, il s'agit d'oligoclase, plagioclase légèrement calcique. Pour cette raison, les granites normaux sont aussi appelés *granites calco-alcalins.* Le quartz cristallise en dernier sous forme de cristaux *xénomorphes* qui occupent les espaces libres entre les feldspaths et les micas. Il est caractérisé par la présence d'aiguilles submicroscopiques de rutile (TiO_2) et par des petites cavités (10 à 50 μm) remplies de fluides à l'état liquide et gazeux (H_2O, CO_2). Parfois, les inclusions fluides montrent, dans une cavité essentiellement remplie d'eau à l'état liquide, une bulle de vapeur agitée par un mouvement brownien. Les inclusions fluides qui se forment au moment de la croissance du cristal sont dites primaires, ou syngénétiques ; celles qui se forment après la cristallisation du quartz, par suite de fractures dues à des contraintes tectoniques par exemple, sont dites secondaires, ou épigénétiques. Les inclusions fluides fournissent des renseignements intéressants sur la température et la pression au moment de la cristallisation ainsi que sur la composition chimique des fluides générateurs. C'est pourquoi la discipline qui étudie les lacunes de cristallisation et leur remplissage prend le nom de *géothermobarométrie.*

— Les granites pauvres en éléments ferromagnésiens sont appelés **leucogranites,** ou granites clairs, car ils sont formés essentiellement de minéraux blancs et transparents.

— D'autres granites, par contre, contiennent des minéraux ferromagnésiens et parfois même des pyroxènes. Les granites à deux feldspaths contenant quelques % de pyroxène orthorhombique (orthopyroxène) et de pyroxène monoclinique, de l'amphibole, de la biotite, parfois des grenats, prennent le nom de **granites charnockitiques,** ou **charnockites.** Les charnockites sont des roches acides de type intrusif, très répandues dans les complexes métamorphiques précambriens. Aux termes sialiques s'associent souvent des termes de type intermédiaire et de type fémique. Les charnockites sont caractérisées par la présence de pyroxène orthorhombique ; le feldspath le plus abondant est le microcline ; le quartz contient, dans ces roches, de très fines aiguilles de rutile. Les *adamellites charnockitiques* et les *granodiorites charnockitiques,* que l'on appelle aussi *enderbites* car elles sont très bien représentées dans la région d'Enderby en Antarctide, sont des charnockites caractérisées par la présence de plagioclase. Les relations entre les charnockites et les roches

avoisinantes sont difficilement étudiables du fait du métamorphisme très intense qui les affecte.

● Les *granites alcalins* sont caractérisés par la présence de plagioclase sodique : l'albite ou bien l'antiperthite, c'est-à-dire une albite contenant des faccules d'orthose. Les minéraux qui accompagnent le quartz et les feldspaths sont un pyroxène sodique (ægyrine) et de l'amphibole sodique (riébeckite), qui remplacent la hornblende et la biotite des granites normaux. Les roches filoniennes pegmatitiques s'associent fréquemment aux granites sodiques. Elles se forment au cours des stades tardifs de consolidation du magma, notamment pendant le stade pneumatolytique, et sont caractérisées par des concentrations parfois exploitables de minéraux rares comme la fluorine, la chryolite, les minéraux des terres rares et les minéraux radio-actifs.

Les **adamellites** sont des roches intrusives analogues aux granites, mais où le plagioclase est présent en pourcentages analogues au feldspath potassique. Leur nom provient du massif de l'Adamello (Alpes).

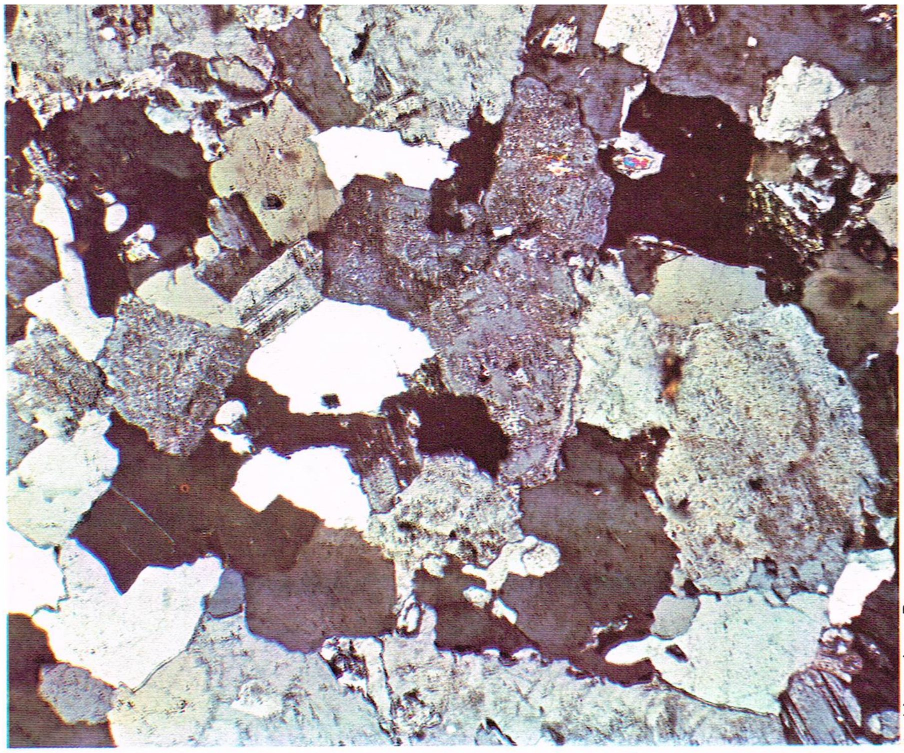
Les **granodiorites** sont les roches les plus répandues parmi les roches grenues intrusives; elles ressemblent beaucoup aux granites, et un simple examen macroscopique ne suffit pas pour les différencier des granites. Le feldspath dominant volumétriquement est le plagioclase de type oligoclase-andésine ; le quartz est toujours présent en teneurs avoisinant 20 %. Par diminution progressive du quartz, on passe aux roches de type *tonalite,* qui appartiennent à la famille des diorites. Les **trondhjemites** sont des roches formées par un plagioclase (oligoclase-andésine), du quartz, mais totalement dépourvues de feldspath potassique. Elles peuvent contenir un peu de biotite et de la hornblende.

Les **microgranites,** anciennement appelés **porphyres,** sont des roches de compositions chimique et minéralogique analogues à celles des granites. Ils se distinguent de ces derniers par leur structure porphyrique ou microgrenue. Les roches résultent de la cristallisation du magma granitique dans des conditions filoniennes ou subvolcaniques. Il ne faut pas confondre les microgranites avec les rhyolites, qui sont des roches effusives résultant de la cristallisation du magma granitique en surface, donc sous forme de coulées. Anciennement, les microgranites, caractérisés par la présence de quartz automorphe, étaient appelés *porphyres quartzifères,* ou *microgranulites,* et les microgranites aphanitiques étaient désignés sous le nom de *porphyres pétrosiliceux,* ou *pétrosilex.* Les granites porphyriques sont caractérisés par une structure grenue normale et par de très gros cristaux (phénocristaux) de feldspath alcalin, ou porphyroblastes.

Les **granophyres** sont des granites porphyriques subvolcaniques caractérisés par une structure micropegmatitique (structure micrographique) et sphérolitique. Les proportions respectives de quartz et feldspaths correspondent au point eutectique du système quartz, orthose, albite. Leur structure est analogue à celle de certains alliages métalliques qui représentent des systèmes eutectiques à plusieurs composants.

Les **pegmatites** et les **aplites** sont des roches filoniennes accompagnant très fréquemment les roches granitiques. Les pegmatites se présentent sous forme de filons trapus, ou sous forme de lentilles ou poches à contours irréguliers. Elles sont localisées soit dans la bordure de l'intrusion granitique, soit dans les roches encaissantes avoisinantes. Leur structure montre des grains très gros, et certains cristaux ont des dimensions qui peuvent dépasser la dizaine de centimètres. Leur composition minéralogique est analogue à celle des granites; le feldspath (orthose, microcline, albite) se présente sous forme de larges plages contenant des cristaux de quartz prismatiques disposés parallèlement les uns par rapport aux autres (structure graphique). Les minéraux riches en éléments volatils (Cl, B, F) sont caractéristiques des roches pegmatitiques; le mica blanc est souvent une muscovite lithinifère (lépidolite); les autres minéraux riches en lithium sont le spodumène, la tourmaline, la fluorine et l'apatite; on rencontre aussi de la cassitérite, du béryl, de la wolframite, ainsi que de nombreux minéraux riches en éléments radio-actifs et en terres rares.

Les *pegmatites* sont généralement subdivisées en deux catégories en fonction de leur richesse en minéraux accessoires : les pegmatites simples et les pegmatites complexes. On constate que les pegmatites liées à une seule intrusion granitique ont une composition minéralogique constante. Dans le cas des pegmatites complexes, la structure est concentrique zonée. La partie la plus périphérique, d'épaisseur limitée, présente une structure et une composition aplitiques. Dans l'enveloppe plus interne, le grain de la roche augmente progressivement et l'on observe l'apparition de minéraux accessoires, parfois en concentrations exploitables. Les principaux minéraux de cette zone sont le mica muscovite et le béryl. Les minéraux métallifères sont concentrés dans la troisième enveloppe, qui est parfois absente dans certaines pegmatites. Les minéraux contiennent des éléments recherchés par l'industrie, comme l'uranium, le thorium, le lithium, le césium, le tantale, le niobium et certaines terres rares. Le noyau central est souvent formé de quartz, parfois associé à de l'orthose, mais dépourvu de minéraux accessoires. Les pegmatites résultent de la cristallisation du résidu fluide qui reste après la cristallisation de la majeure partie du corps intrusif magmatique. C'est la raison pour laquelle dans le réseau cristallin des minéraux qui apparaissent à ce stade, on trouve des éléments volatils (OH, Cl, F) et d'autres éléments (béryllium, bore, rubidium, césium, etc.), qui, du fait de leur rayon ionique très important, ne peuvent entrer dans le réseau des minéraux formés pendant le stade orthomagmatique. Les dimensions très importantes des cristaux de pegmatites pourraient être le résultat d'une viscosité très basse du bain silicaté d'une part, et de son renouvellement continuel d'autre part. Les actions métasomatiques, c'est-à-dire le remplacement de certains minéraux déjà existants



Archives photo B



C. Bevilacqua

▲ ***En haut,* une aplite :** ***cristaux de quartz (très limpides) et feldspaths alcalins (avec petites inclusions de séricite); la roche a une structure microgrenue xénomorphique.***
On notera l'absence de minéraux ferromagnésiens accessoires (lame mince en nicols croisés).
Ci-dessus,* une pegmatite à sodalite *(Canada); la sodalite est bleue tandis que le feldspath alcalin est blanc laiteux (Londres, British Museum).



C. Bevilacqua

▲ **Greisen** *provenant du sud du Dakota (États-Unis); le minéral dominant est la muscovite avec des quantités accessoires de quartz et de minéraux métallifères.*

▼ *A gauche,* **luxullianite** *(Luxullian, Cornouailles); la tourmaline est présente sous forme d'agrégats fibro-radiés qui forment des gerbes très colorées. On y remarquera des cristaux de quartz presque automorphe; celui-ci peut pseudomorphoser l'orthose (lame mince en nicols croisés). A droite, une* **luxullianite,** *roche assez peu répandue, correspondant à un granite à tourmaline (zone sombre); l'orthose est le minéral rose.*

par d'autres nouvellement formés à la suite d'un apport de matière, sont parfois évidentes; ainsi, les pegmatites complexes contiennent de l'albite qui se forme par remplacement de microcline cristallisé dans un stade antérieur. Les pegmatites peuvent montrer des cavités myarolitiques résultant de la dissolution de certains minéraux. Une pegmatite du Dakota (États-Unis) contient des cristaux de spodumène qui atteignent 15 m de long, des béryls de 6 m et des feldspaths (microcline) dont le diamètre dépasse 1 m.

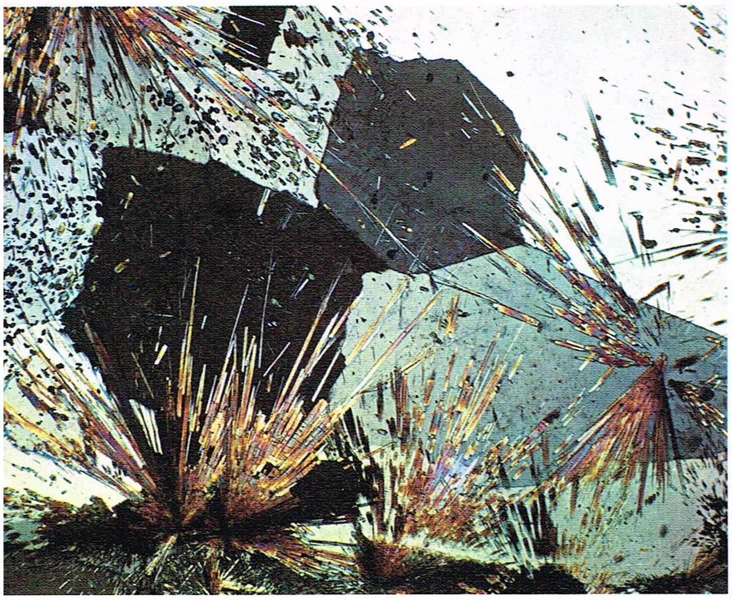
Les *aplites* sont des roches de composition granitique qui se présentent en filons d'épaisseur peu importante au cœur ou à la bordure des massifs granitiques. Elles se forment simultanément aux pegmatites à partir des derniers jus résiduels et montrent une structure microgrenue composée de quartz et feldspath. Les minéraux ferromagnésiens y sont très peu représentés. Les variétés très riches en quartz passent progressivement aux filons monominéraux de quartz hydrothermal. Les aplites se placent préférentiellement à la bordure ou au cœur des filons pegmatitiques, et le filon aplitique renferme parfois des poches irrégulières de pegmatite. Ce phénomène montre nettement que l'aplite et les pegmatites résultent de la cristallisation d'un même résidu fluide, les différences minéralogiques étant dues aux variations des teneurs en éléments volatils des fluides générateurs.

Les **lamprophyres** sont des roches filoniennes fémiques qui peuvent accompagner les pegmatites et les aplites. Ils se forment aussi par différenciation de bains résiduels tardifs et sont très riches en minéraux sombres, comme la biotite et la hornblende. Les lamprophyres seront étudiés en particulier ultérieurement.

La composition minéralogique et la structure des granites peuvent être modifiées après solidification des minéraux silicatés par la pénétration de fluides résiduels. Les fluides sont composés essentiellement de vapeur d'eau à l'état hypercritique ou d'un liquide à température élevée associé à d'autres éléments volatils. Les fluides traversent la masse cristallisée et se dispersent à travers les fissures des roches encaissantes. Leur passage est marqué par un ensemble de réactions métasomatiques qui aboutissent à la modification de la composition chimique et minéralogique de la roche traversée. Les réactions entre certains éléments des minéraux préexistants et les éléments des fluides métasomatiques, ainsi que l'entraînement de certains éléments par les fluides et leur remplacement, aboutissent à la formation de nouveaux minéraux. L'ensemble de ces phénomènes est désigné par le terme d'*autométasomatisme.*

Les **greisens** sont des roches formées par du quartz et de la muscovite (cette dernière provenant généralement de la modification pneumatolytique des feldspaths). Ils se placent en bordure des massifs granitiques et montrent des conditions de gisement de type intrusif et filonien. Dans ce dernier cas, ils peuvent résulter de la différenciation tardive d'un massif granitique très sialique, suivie d'un phénomène d'autométasomatisme. Dans d'autres cas, les filons présentent des conditions de gisement analogues à celles des pegmatites et sont vraisemblablement d'origine primaire. Ils résultent donc de la cristallisation d'un fluide de nature pegmatitique-pneumatolytique très riche en vapeur d'eau à l'état hypercritique. Mais, le plus souvent, le greisen constitue une enveloppe d'altération des massifs granitiques et se trouve associé à de nombreux filons de quartz d'origine pneumatolytique et hydrothermale parfois minéralisés. Les greisens, à proximité des filons minéralisés, peuvent contenir des variétés de micas lithinifères ou fluorifères, comme la zinnwaldite, avec d'autres minéraux pneumatolytiques, comme la fluorine et la topaze.

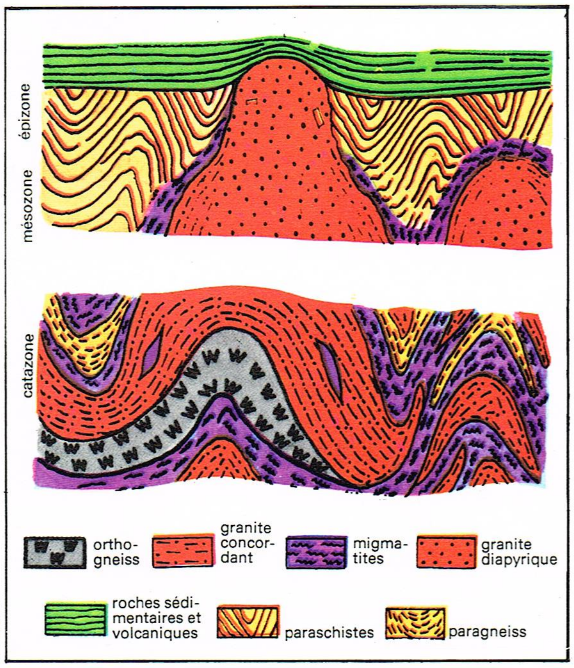
La **luxullianite,** ou granite à tourmaline, est aussi considérée comme une roche d'origine autométasomatique. L'observation microscopique montre que la tourmaline, qui se présente en agrégats fibro-radiés, remplace d'abord la biotite, puis le feldspath. Il existe aussi des roches grenues formées uniquement de quartz et de tourmaline, qui ne résultent pas de la transformation de roches préexistantes, mais de la cristallisation d'un résidu magmatique enrichi en éléments volatils, notamment en composés borés. L'autométasomatisme hydrothermal peut se traduire dans certaines roches granitiques par la transformation du feldspath potassique en kaolinite

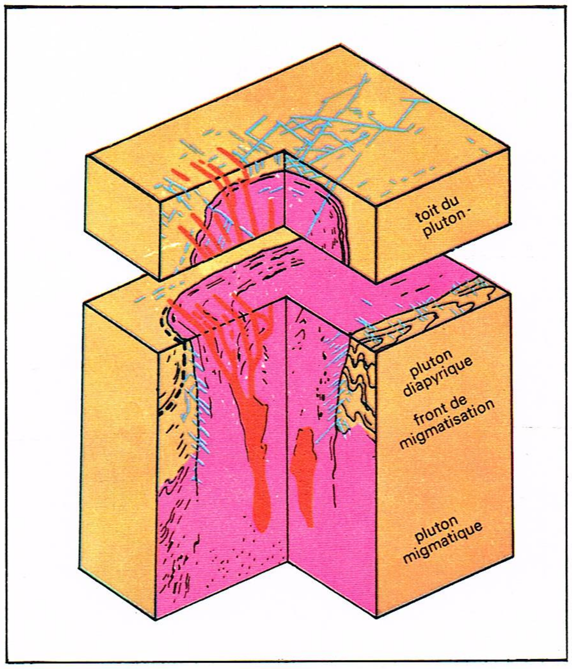


Archives photo B



Archives photo B





◀ *A gauche, schéma théorique montrant les différences entre les conditions de gisement des granites intrusifs diapyriques ou granites circonscrits (en haut), et les granites concordants (en bas) [d'après Buddington]. Dans le premier cas, le pluton recoupe les strates à l'emporte-pièce ; dans le second, il y a concordance et passage progressif entre les différents faciès. A droite, batholite granitique concordant d'origine migmatique, à partir duquel débute l'ascension d'un pluton diapyrique discordant par rapport aux roches encaissantes qui montrent, au contact, de nombreuses fractures dans lesquelles s'injecte le magma (d'après Cloos).*

(minéral argileux) ; l'albite est moins sensible à l'altération hydrothermale. Une partie du potassium libéré par le réseau cristallin de l'orthose se recombine pour former un minéral phylliteux voisin de la muscovite : la séricite.

Origine des roches granitiques

La théorie de l'origine des roches acides de type granitique par cristallisation d'un magma intrusif, à l'état fluide ou au moins partiellement, a été, et est encore de nos jours, refusée par un certain nombre de chercheurs. Ces derniers pensent, en effet, que les principales intrusions granitiques sont le résultat d'une transformation métasomatique à l'état solide de roches préexistantes. Les partisans des deux explications, appelés les « magmatistes » et les « transformistes », apportent différents arguments à l'appui de leurs hypothèses.

Généralement, les granites sont subdivisés en deux grands types.

Les granites du premier groupe sont caractérisés par des limites très nettes avec les roches encaissantes qui montrent une auréole de métamorphisme bien délimitée. La transition entre pluton granitique et encaissant s'effectue en quelques mètres, même dans le cas de massifs très importants. Ces granites montrent des contours nettement discordants par rapport à la tectonique générale des roches encaissantes qu'ils recoupent à l'emporte-pièce. Pour les différentes raisons signalées, les *granites intrusifs*, ou *granites diapyriques*, sont presque toujours considérés comme étant d'origine magmatique. Leur ascension dans les niveaux supérieurs de l'écorce terrestre a eu lieu après les principales phases tectoniques, d'où leur désignation de *granites post-tectoniques*.

Les granites du second groupe montrent des limites très floues, et le passage aux roches encaissantes se fait de manière progressive par le biais d'une large bande de *migmatites*. Celles-ci sont des roches constituées partiellement par du matériel granitique et des résidus de roches préexistantes intimement mélangés. Les roches encaissantes sont affectées par un intense métamorphisme régional que l'on retrouve dans le granite même, sous forme d'une texture de type gneissique (orientation préférentielle de certains minéraux). Les contours des *granites anatexiques* sont généralement concordants avec la tectonique des roches encaissantes. Les *granites concordants* se forment probablement dans les zones profondes de l'écorce terrestre, contemporainement aux déformations orogéniques (d'où leur nom de *granites syntectoniques*), par injection de magma et cristallisation sous une pression orientée (selon les magmatistes) ou bien par métasomatisme de roches préexistantes (selon les transformistes).

La difficulté théorique qui s'oppose au phénomène intrusif est la nécessité de trouver la place utile au pluton parmi les roches encaissantes. Les injections forcées avec dislocation de l'encaissant sont bien connues dans le cas des laccolites ; cependant, très souvent, on n'observe aucune déformation attribuable à la montée de la masse granitique. Selon R.A. Daly, le pluton peut s'injecter, même dans ce cas, car il y aurait *effondrement* du toit de l'encaissant sous forme d'énormes blocs qui seraient plus ou moins assimilés par le magma. Le phénomène peut s'observer fréquemment à la bordure des massifs granitiques.

La théorie transformiste par métasomatisme à l'état solide ainsi que la théorie par fusion partielle ou différentielle (anatexie) de certains minéraux à point de fusion très bas (quartz et feldspaths) et leur recristallisation *in situ* ne rencontrent pas l'objection du volume déplacé. Certains granites intrusifs montrent une texture orientée, et les cristaux allongés de biotite et d'amphibole se disposent parallèlement aux contours du massif, surtout dans sa bordure. On admet, dans ce cas, que le magma était à l'état liquide et que des minéraux déjà cristallisés

▼ **Greisen,** *provenant de Zinnwald (Erzgebirge), observé en nicols croisés. Les greisens sont des roches associées aux intrusions granitiques et formées essentiellement de quartz et de muscovite (mica blanc) ; cette dernière est présente sous forme de cristaux lamellaires caractérisés par une teinte de biréfringence de premier ordre (couleurs vives, jaune, rouge et bleu) [Milan, musée d'Histoire naturelle].*


C. Bevilacqua

▶ ***Page ci-contre, en haut, à gauche,*** diorite de ***Reichenbach (Saxe) : le plagioclase maclé est nettement dominant et partiellement transformé en saussurite; on reconnaît, en outre, de la hornblende (brune) et de la biotite, caractérisée par des teintes vives et un clivage très net, parallèle à son allongement (lame mince en nicols croisés). A droite, aspect macroscopique d'une*** diorite.

ont été repoussés parallèlement aux parois de la chambre magmatique. Cette texture ne correspond pas, en général, à la schistosité des roches encaissantes; elle n'est donc pas d'origine métamorphique.

Les variations de compositions chimique et minéralogique que l'on peut observer au contact entre le granite et la roche encaissante ont été interprétées différemment par les deux écoles.

Lorsqu'une intrusion granitique affecte un encaissant formé de roches ignées ou métamorphiques basiques (gabbros, amphibolites), au niveau du contact des minéraux des roches acides apparaissent des plagioclases sodiques, des feldspaths potassiques et du quartz. La composition chimique du granite change aussi, surtout dans sa bordure, où elle devient analogue à celle des tonalites et des granodiorites. Cela est dû à un phénomène de *contamination* réciproque. On pense que pour la roche encaissante les modifications se font à l'état solide, avec un apport d'éléments alcalins et de silice provenant du magma; de la même façon, certains éléments des roches encaissantes comme le fer et le magnésium migrent vers le magma granitique. Les roches calcaires au contact des granites intrusifs sont transformées en *skarn,* ou *marbres à minéraux,* très riches en silicates de calcium, de fer et de magnésium. Aussi, dans ce cas, on a une migration d'éléments du magma vers l'encaissant. Au cours de ces échanges, le magma granitique peut s'appauvrir en silice; et s'enrichir par conséquent en autres oxydes (notamment, la teneur en alcalins croît); il s'ensuit qu'au contact des roches calcaires, des syénites peuvent cristalliser avec des pyroxènes, des amphiboles sodiques et des feldspathoïdes.

La contamination réciproque entre encaissant et magma granitique peut être en accord avec l'origine du granite à l'état liquide; on observe, en effet, le même phénomène dans le cas des roches basiques, dont l'origine magmatique ne fait aucun doute. Par ailleurs, les mêmes phénomènes sont expliqués de manière différente par les partisans de la théorie métasomatique. L'étude minéralogique et chimique détaillée du contact granite-roche encaissante a permis de quantifier la contamination réciproque par le biais des « gradients géochimiques ». La première modification de la roche initiale est une diminution de la teneur en silice qui traduit une « feldspathisation » des roches riches en quartz (notamment des grès) ou une introduction de fer, de magnésium et de calcium. La teneur en éléments alcalins augmente dans cette première phase; il en est de même pour le fer et le magnésium, ainsi que pour les éléments caractéristiques des roches granitiques, comme le titane, le phosphore et le manganèse.

Selon les partisans de la théorie transformiste, les éléments légers (sodium, potassium) proviendraient des niveaux profonds de l'écorce terrestre. Leur migration pourrait s'effectuer à travers les cristaux des roches préexistantes, mais surtout le long des surfaces de discontinuité comme les intergrains. Le front de granitisation provoque des variations minéralogiques dans les roches qu'il traverse; elles acquièrent, notamment, une composition chimique assez proche de celle du granite. Certains éléments, par contre, sont expulsés des roches granitisées et forment un front fémique (fer, magnésium, calcium) qui précède le front de granitisation et transforme temporairement les roches traversées en roches basiques. Ce fait est en accord avec la présence de concentrations de minéraux ferromagnésiens en bordure des plutons granitiques. Par ailleurs, l'auréole de métamorphisme de contact des plutons granitiques ne montre aucune trace de métasomatisme, c'est-à-dire d'échange de substances (apport et départ), mais seulement un métamorphisme thermique sans modification de la composition chimique initiale des roches.

Par ailleurs, certains phénomènes qui varient de manière progressive semblent appuyer l'hypothèse de l'école transformiste. Parfois, les roches métamorphiques qui entourent les granites (roches encaissantes) sont riches en gros cristaux de feldspath potassique (orthose), analogue à celui que l'on rencontre sous forme de phénocristaux dans le granite au voisinage de la zone de contact et entre les enclaves des roches préexistantes. Ce phénomène pourrait résulter de la « feldspathisation » de la roche préexistante à l'état solide par diffusion des ions potassium ou bien à la faveur de solutions pneumatolytiques provenant du magma en voie de cristallisation.

Dans les régions formées essentiellement de roches sédimentaires intensément transformées par un métamorphisme régional, on trouve souvent des massifs granitiques stratiformes qui passent latéralement à des grès métamorphisés (quartzites). Cette observation a poussé certains chercheurs à émettre l'hypothèse que le granite provient de la fusion partielle de roches de compositions minéralogique et chimique analogues à celles du granite, ou bien que la granitisation métasomatique correspondant à un apport d'éléments alcalins et d'alumine affecte préférentiellement les roches d'origine gréso-sableuse. Même dans ce cas, il peut s'agir d'une intrusion de magma ayant suivi certains niveaux, qui seront fondus et assimilés de manière sélective. Souvent, on constate que les granites stratiformes englobent des lentilles et des strates de roches dont la composition est très différente de celle du granite.

L'existence de magmas granitiques fluides est prouvée par les effets du métamorphisme thermique (thermométamorphisme) sur l'encaissant, par l'aspect de la bordure des massifs granitiques caractérisés par des roches à structure microgrenue résultant d'un refroidissement rapide, et enfin par les conditions de gisement de type filonien. La composition chimique des plutons granitiques correspondant à l'eutectique quartz-orthose-albite (c'est-à-dire au mélange qui reste le plus longtemps fluide pendant le refroidissement), l'homogénéité chimique des masses granitiques, l'analogie de composition avec les roches effusives acides (rhyolites) qui se forment par refroidissement à la surface de la Terre sont autant d'arguments en faveur de l'hypothèse d'une origine magmatique.

D'après les travaux du géologue finlandais P. Eskola et du Suisse C. Wegmann, une série d'hypothèses relie la formation des massifs granitiques à d'importants phénomènes métamorphiques très profonds (20 à 30 km) qui peuvent être étudiés là où la tectonique et l'érosion ont amené les couches les plus profondes de l'écorce terrestre à l'affleurement. Bien que différentes dans les détails, ces théories concordent et admettent l'origine du magma granitique par fusion sélective de roches préexistantes amenées par des phénomènes de subsidence dans des zones où la pression et la température (environ 700 °C) permettent la fusion des minéraux sialiques.

Une partie du *migma* ainsi formé cristallise *in situ* et donne naissance aux migmatites formées par des résidus non fondus des roches préexistantes (minéraux fémiques à haut point de fusion) et par des veines de minéraux sialiques fondus et recristallisés. Là où la fusion ou l'anatexie (fusion partielle) est la plus intense, il se forme un *magma d'anatexie,* c'est-à-dire une masse mobile fondue formée par un mélange de minéraux sialiques fondus et par des minéraux fémiques qui ont résisté à la fusion. Le magma anatectique peut s'injecter dans les roches susjacentes, former des granites intrusifs discordants par rapport aux roches encaissantes et cristalliser à proximité du lieu où s'effectue la fusion différentielle. Généralement, les granites qui se forment dans les zones profondes de la croûte terrestre sont concordants avec les roches encaissantes, auxquelles ils passent progressivement par le biais de vastes régions migmatitiques. Granites et roches encaissantes contiennent des minéraux stables aux pressions élevées; tous les deux se sont donc formés à grande profondeur.

Une partie du magma anatectique, avec une quantité plus ou moins importante de minéraux non dissous (résidus de fusion), peut migrer dans des niveaux plus élevés que ceux où s'effectue la fusion et s'injecter de manière discordante dans les roches préexistantes. Dans ce cas, les roches encaissantes montrent un métamorphisme régional d'intensité moindre par rapport à celui des gneiss qui bordent les granites concordants. Les intrusions de magma granitique peuvent être précédées ou accompagnées de la formation de magmatites qui résultent de l'injection de petites quantités de magmas et non de l'anatexie et de la recristallisation *in situ* de minéraux à bas point de fusion. On peut aussi admettre l'existence de fronts métasomatiques créés par la migration d'éléments légers (métaux alcalins, silicium), par diffusion ionique ou bien par pneumatolyse, provenant du magma et responsables de la granitisation des roches encaissant les intrusions granitiques. On attribue une origine de ce type aux massifs circonscrits, dont l'origine magmatique est universellement reconnue.

Un certain nombre de chercheurs s'opposent à la théorie générale exposée ci-dessus. Selon eux, la majeure partie des granites se formerait par un phénomène métasomatique de roches préexistantes, et cela uniquement par diffusion ionique à l'état solide. Néanmoins, cette théorie n'est pas encore appuyée par des arguments suffisamment solides pour être retenue.

LES DIORITES

Les diorites sont des roches de compositions chimique et minéralogique intermédiaires entre celles des granites et celles des gabbros. Elles sont formées essentiellement par un plagioclase acide (sa composition est enrichie en sodium), de type oligoclase ou andésine. Dans le cas des gabbros, par contre, le plagioclase est enrichi en calcium et se situe près du pôle anorthitique (labrador ou bytownite). Le plagioclase des diorites est souvent zoné. L'amphibole verte est le minéral ferromagnésien caractéristique des diorites, alors que dans les gabbros on trouve des pyroxènes. Dans les gabbros, on peut parfois trouver de l'amphibole; mais, dans ce cas, elle provient de la transformation du pyroxène, qui peut être seul ou accompagné par de l'olivine. Dans les diorites, on rencontre fréquemment de la biotite et parfois de petites quantités de pyroxènes; l'olivine est toujours absente. Il peut y avoir des quantités accessoires de quartz, qui deviennent de plus en plus importantes lorsque l'on se rapproche de la famille des granites. Le pourcentage de minéraux ferromagnésiens par rapport aux plagioclases est variable; généralement, les plagioclases dominent nettement. On connaît, en plus des diorites normales formées par du plagioclase et de l'amphibole, des diorites dont la composition chimique est un peu particulière.

Les **tonalites**, ainsi appelées car on les trouve dans les Alpes de Tonale, sont des diorites quartziques, qui contiennent, en plus du plagioclase (oligoclase-andésine), de la hornblende, de la biotite ainsi que de petites quantités de quartz (moins de 10 %) et de feldspath potassique. Leur composition minéralogique est très voisine de celle des granodiorites, dont elles se différencient surtout par les teneurs plus faibles en quartz et par la présence de feldspath potassique.

Les **hornblendites** sont des roches extrêmement rares, formées presque uniquement de gros cristaux de hornblende dans des conditions de type pegmatitique. Elles peuvent représenter le résultat de différenciations locales de magmas dioritiques et se présentent en niveaux stratifiés, comme les pyroxénites et certaines péridotites. Parfois, elles résultent de la métasomatose de roches originellement pyroxéniques.

La célèbre **diorite orbiculaire** de Corse, ou **corsite**, se caractérise par sa texture. Les minéraux sont disposés d'une manière à la fois zonaire et fibro-radiée. Le plagioclase est une bytownite (80 % d'anorthite, donc très calcique), ce qui fait que cette roche peut être considérée comme un gabbro, et l'amphibole est une ouralite fibreuse.

Les **anorthosites** sont des roches très rares, formées principalement par du plagioclase. Leur nom prête à confusion : en effet, ce ne sont pas des roches à plagioclase anorthose, mais des roches dépourvues *(an-)* d'orthose. Leur origine et leur mode de formation sont encore mal connus.

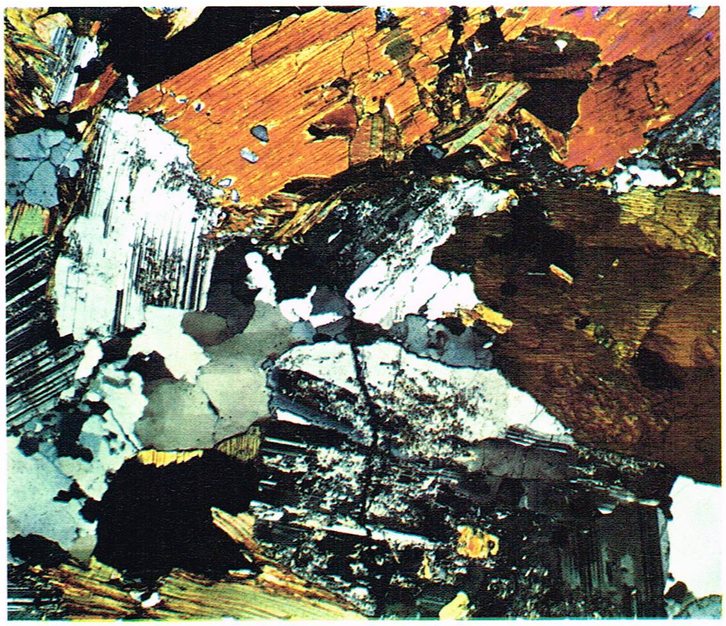
La **plumasite**, dont le nom dérive d'une localité de Californie, est une roche filonienne composée d'oligoclase et de corindon. Des roches analogues sont connues dans les grands boucliers précambriens de Scandinavie, d'Amérique du Nord et d'Afrique du Sud où elles présentent des structures de type pegmatitique par la texture des grains et la zonation minéralogique des filons.

LES GABBROS ET LES ROCHES INTRUSIVES BASIQUES ET ULTRABASIQUES

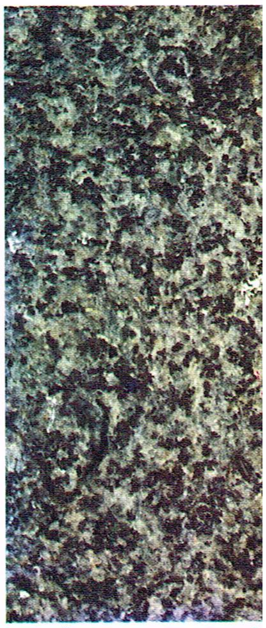
Les roches intrusives basiques et ultrabasiques sont formées d'un ou de plusieurs minéraux appartenant à la famille des plagioclases basiques, de pyroxènes, d'olivine, et de quantités accessoires de chromite, d'ilménite et de magnétite.

Dans les gabbros, le *plagioclase* est le minéral cardinal, accompagné par d'autres minéraux; si le plagioclase est absent, on a des roches intrusives ultrabasiques, formées uniquement de pyroxènes et d'olivine, seuls ou associés.

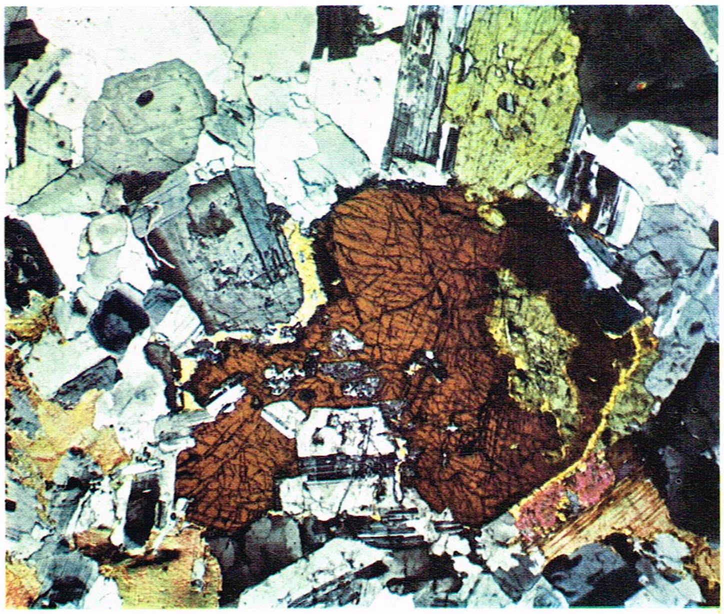
Les gabbros sont l'équivalent intrusif des roches les plus répandues de l'écorce terrestre, les basaltes. Ce sont



Archives photo B



C. Bevilacqua



Archives photo B



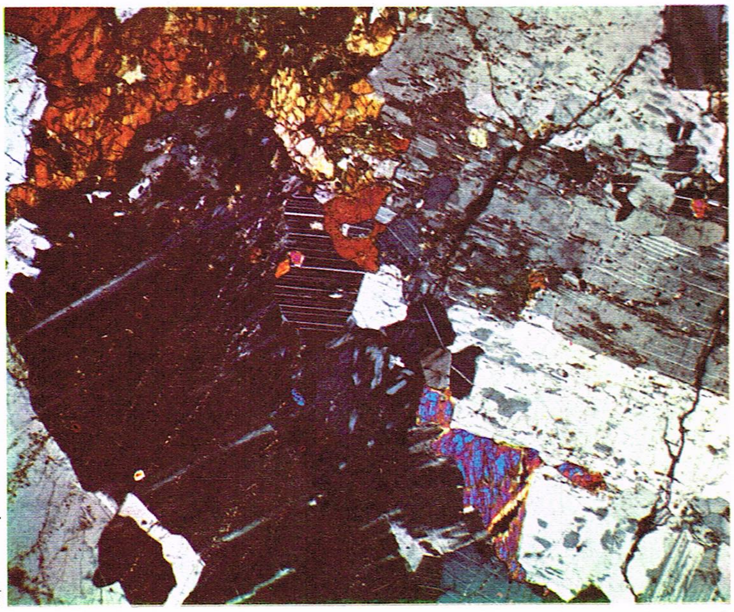
C. Bevilacqua

▲ *Ci-dessus, à gauche, tonalite du massif de l'Adamello : au centre, section basale clivée d'amphibole et lamelles de biotite clivée de couleur vive; on observe aussi du plagioclase maclé ainsi que du quartz transparent et un peu d'orthose (lame en lumière polarisée et analysée). A droite, aspect macroscopique d'une tonalite (Alpes de Tonale).*

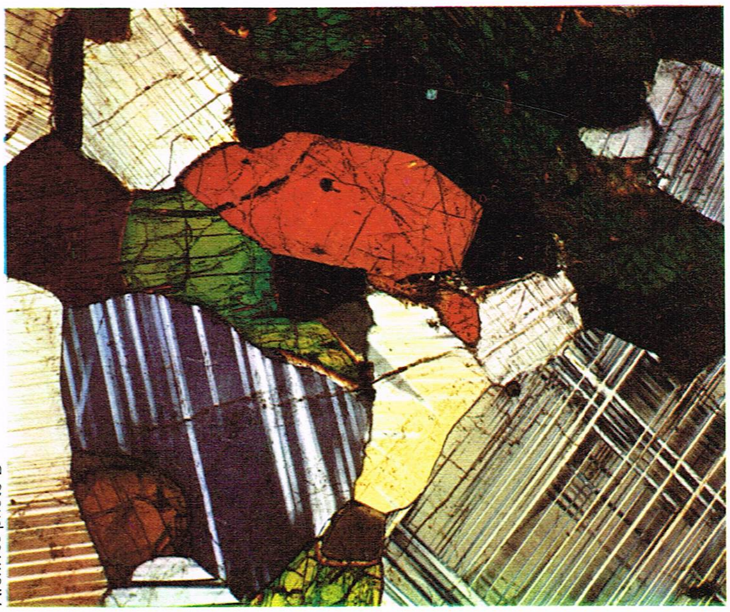


Archives photo B

◀ *Un échantillon macroscopique de gabbro : en blanc, les plagioclases; en noir, les pyroxènes.*



C. Bevilacqua



Archives photo B

▲ *A gauche,* **gabbro de Norvège :** *on observe des plagioclases maclés et un pyroxène caractérisé par des teintes de polarisation très vives (lame mince en nicols croisés). A droite,* **gabbro à amphibole** *(hornblende de couleur verte) et plagioclase maclé de type labrador (lame mince en nicols croisés).*

▼ **Troctolite :** *cette roche, comme son nom l'indique, a l'aspect de la peau d'une truite; les taches noires sont dues à l'olivine, la petite masse blanche est du plagioclase.*

des roches sombres à structure grenue, holocristalline, analogue à celle de ces derniers. Volumétriquement, le plagioclase constitue environ 50 % des minéraux du gabbro; il s'agit, en général, de labrador en cristaux de forme aplatie, analogues à ceux que l'on rencontre dans les équivalents effusifs des gabbros, les dolérites. Leur couleur est souvent blanche, mais la présence de minuscules inclusions de minéraux ferrifères peut leur conférer une couleur noir-gris et un éclat métallique.

Les *pyroxènes* sont les minéraux les plus abondants après les plagioclases. Ils peuvent être orthorhombiques ou bien monocliniques. Dans un **gabbro stricto sensu,** le pyroxène est monoclinique (clinopyroxène) ; dans une **norite,** il est orthorhombique (orthopyroxène). Tous les passages entre gabbro et norite peuvent exister dans la nature. Les pyroxènes monocliniques sont généralement de l'augite, du diallage ou de l'augite titanifère. L'orthopyroxène est généralement représenté par des termes plus ou moins ferrifères de la famille enstatite-bronzite-hypersthène. Les deux types de pyroxènes peuvent contenir des inclusions lamellaires de minéraux ferrifères ou bien des inclusions de pyroxènes de composition chimique différente de celle du minéral hôte (par exemple, l'augite dans le pyroxène orthorhombique et *vice versa*). L'étude de leur composition exacte et de leurs rapports réciproques est importante pour déterminer leur ordre de cristallisation dans le magma.



C. Bevilacqua

On peut trouver des amphiboles dans certains gabbros; toutefois, en général, il s'agit de minéraux secondaires provenant de l'altération des pyroxènes, par suite d'un métamorphisme général ou par des phénomènes d'auto-métasomatisme, accompagnés d'un apport d'eau.

L'*olivine* peut être un des composants essentiel des gabbros; elle se présente en cristaux trapus, souvent transformés partiellement ou entièrement en serpentine. La présence d'olivine dans le gabbro signifie que le magma originel était pauvre en silice; l'olivine a, en effet, une composition plus pauvre en silice que les pyroxènes.

Certains gabbros à plagioclases et pyroxènes peuvent contenir du quartz qui cristallise très tardivement à partir d'un liquide résiduel enrichi en silice. La présence d'olivine, même en petites quantités, exclut totalement la présence de quartz.

On connaît des variétés de gabbros où l'olivine peut devenir très importante volumétriquement; le cas extrême est représenté par des gabbros à plagioclases et olivine, les pyroxènes étant absents. Ces roches, qui cristallisent à partir de magmas très pauvres en silice par rapport aux teneurs en magnésium et fer ainsi qu'en calcium et sodium, présentent un aspect tacheté qui rappelle la peau de certaines truites, d'où leur nom de **troctolites.** On connaît tous les termes de transition entre gabbros, norites et troctolites.

L'**euphotide** est un très beau gabbro que l'on rencontre dans les Alpes dauphinoises. Il est constitué par de grands cristaux de plagioclase vert, altéré en saussurite, et par des cristaux de diallage à reflets bronzés. Les gabbros sont souvent altérés par suite d'un faible métamorphisme : le plagioclase se transforme en saussurite, qui est un mélange microcristallin d'albite, de zoïsite, d'épidote et de calcite, tandis que le pyroxène est remplacé par de minces aiguilles d'amphibole et par de la chlorite. L'altération météorique se superpose à ces changements minéralogiques et se traduit par l'apparition d'oxydes et d'hydroxydes de fer, qui confèrent à la roche un aspect rougeâtre.

Les **dolérites** sont des roches de composition chimique analogue à celle des gabbros, mais qui se présentent dans des conditions de gisement filoniennes ou subvolcaniques. On les rencontre en filons discordants, mais aussi en filons couches *(sills)* en raison de la faible viscosité du magma gabbroïque (basaltique) qui favorise leur épanchement le long des surfaces de discontinuité des roches encaissantes. Certains filons concordants de dolérite peuvent présenter une épaisseur notable et passer latéralement à des corps intrusifs, que l'on appelle des *lopolites*. La partie inférieure de certaines coulées basaltiques épaisses montre parfois, par suite du refroidissement très lent, des structures doléritiques. Les dolérites sont caractérisées par la structure ophitique qui résulte de l'enchevêtrement de cristaux aplatis de plagioclase. Dans les interstices laissés libres par les plagioclases, du pyro-

xène monoclinique cristallise sous forme de grandes plages englobant souvent plusieurs plagioclases.

Les différents types de *structure ophitique* (dimensions des cristaux, agencements, etc.) permettent de reconstituer les processus de solidification du magma.

Le plagioclase calcique et le pyroxène monoclinique constituent un système binaire avec un point eutectique. Si la composition chimique du magma est très proche de l'eutectique, les deux minéraux cristallisent simultanément : on obtient ainsi la structure ophitique normale. Le plagioclase précipite un peu avant le pyroxène sous forme de noyaux ou agrégats de cristallisation, tandis que le pyroxène forme de larges plages.

Dans d'autres cas, le plagioclase peut cristalliser bien avant le pyroxène (le magma est beaucoup plus riche en plagioclase par rapport à la composition de l'eutectique) ; on observe alors deux générations de plagioclases de dimensions différentes. Les plagioclases inclus dans les pyroxènes sont tous orientés de la même façon, phénomène attribué à la fluidité très grande du magma. La présence ou non de l'olivine dans les dolérites peut influencer l'ordre de cristallisation des minéraux fondamentaux.

Les **anorthosites** sont des roches constituées par plus de 80 % de plagioclases de composition analogue aux plagioclases des gabbros. Ces roches peuvent représenter les termes extrêmes d'une série qui passe par des leucogabbros très pauvres en minéraux fémiques. Les minéraux ferromagnésiens des anorthosites sont analogues à ceux des gabbros ; on constate même qu'il existe un rapport entre la composition du plagioclase et celle des minéraux fémiques accessoires ; l'olivine s'associe à des plagioclases de composition voisine de l'anorthite, à des pyroxènes orthorhombiques et monocliniques, ainsi que parfois à des plagioclases de type labrador. Les amphiboles sont présentes dans les anorthosites de type andésitique, ce qui met en relief l'analogie entre ces roches et les diorites. Les anorthosites se présentent sous forme de batholites de grandes dimensions, intrusifs dans les complexes métamorphiques précambriens (bouclier baltique, bouclier canadien, etc.).

Plusieurs hypothèses ont été émises quant à l'origine de ces roches monominérales.

L'existence d'un magma de composition anorthositique semble difficilement acceptable car la température de fusion des minéraux constituant la roche est très élevée (1 400 °C pour les plagioclases les plus calciques), nettement supérieure aux températures existant dans les niveaux où se sont injectées les anorthosites. De plus, il faut remarquer que l'on ne connaît pas de laves ayant la composition des anorthosites. On pense donc que ces roches, à l'instar de nombreuses autres roches ignées monominérales, représentent des cumulats de cristaux qui se seraient séparés à partir d'un magma originel dont la composition correspondait à plusieurs minéraux à l'état fondu, donc avec une température de fusion inférieure à celle de chaque minéral.

Des études de laboratoire ont démontré que la présence de vapeur d'eau sous forte pression abaisse de façon notable la température de solidification de l'eutectique anorthite-diopside et aboutit à une composition de 70 % d'anorthite et 30 % de diopside. Il est évident que les anorthosites ne peuvent se former par cristallisation eutectique d'un bain fondu de composition anorthite-diopside. Il faut donc admettre une concentration préalable de cristaux plagioclasiques, que l'on attribue à des phénomènes de différenciation gravitative dans le liquide originel. Un tel phénomène est bien connu dans le cas des intrusions basiques et ultrabasiques.

Selon l'hypothèse de la séparation par gravité dans une chambre magmatique remplie d'un bain fondu de composition gabbroïque, les cristaux d'olivine et de pyroxène, formés avant le plagioclase et plus denses, se concentreraient dans la partie inférieure de la chambre. Dans la partie supérieure de la chambre, le plagioclase formerait une suspension solide au sein du magma liquide qui s'injecterait dans les roches susjacentes à la faveur des mouvements tectoniques. Ce mode de mise en place pourrait expliquer la texture protoclastique que l'on rencontre dans de nombreuses anorthosites.

Les roches formées essentiellement de pyroxènes monocliniques orthorhombiques prennent le nom de **pyroxénites.** Elles sont localisées dans les parties inférieures des grandes intrusions de gabbros et résultent de la séparation, par gravité, des minéraux de plus forte densité. On attribue à ces roches le nom du minéral qui les compose suivi du suffixe -ite ; ainsi, l'on obtient les *bronzitites,* les *diallagites,* les *hypersténites,* etc. On peut rencontrer des pyroxénites contenant deux pyroxènes différents auxquels s'associent, assez fréquemment, des minéraux métalliques comme la chromite.

Les **péridotites** sont des roches intrusives constituées essentiellement par de l'olivine, minéral appartenant à la famille des péridots. Les péridotites contenant uniquement de l'olivine sont aussi appelées **dunites** (du mont Dune, en Nouvelle-Zélande). Elles peuvent contenir aussi des quantités accessoires de minéraux métalliques. Les péridotites caractérisées par la présence de pyroxènes sont très répandues ; si le pyroxène est orthorhombique, on parle de *harzburgites ;* si le pyroxène est une augite, on a des *wehrlites,* roches beaucoup plus rares que les précédentes. Dans les *cherzolites,* orthopyroxènes et clinopyroxènes sont associés. Les péridotites contenant de la hornblende sont extrêmement rares.

Les **picrites** sont des roches assez semblables aux péridotites, mais à côté de l'olivine, il y a un pyroxène calcique toujours en faible teneur. Si la quantité de plagioclase devient importante, on passe progressivement aux gabbros riches en olivine. Dans certaines picrites, on peut trouver de l'orthopyroxène ; d'autres peuvent contenir un peu de hornblende.

Les pyroxénites, les péridotites et les picrites se présentent en gisements de type stratiforme, ce qui fait penser à une différenciation par gravité à partir d'un magma de type gabbroïque. Les péridotites se présentent parfois sous forme de filons ou de corps intrusifs subverticaux qui pourraient constituer les cheminées d'alimentation des magmas ultrabasiques. Il convient de noter que l'on ne connaît pas de laves ayant une composition correspondant aux péridotites (sauf les basaltes picritiques correspondant aux picrites). Dans ce type de péridotite, on rencontre des fragments et des blocs de roches intrusives de composition inhabituelle, comme certaines des roches que nous venons de décrire.

De plus, on observe des roches ultrabasiques micacées. Parmi celles-ci, les **biotitites** sont composées exclusivement de mica noir, et les **péridotites micacées** contiennent des teneurs notables de phlogopite (mica fortement magnésien). Elles sont mieux connues sous le nom de **kimberlites** (de Kimberley, en Afrique du Sud) et exploitées pour la recherche du diamant. Les **pyroxénites à biotite** constituent des enclaves, que l'on rencontre dans certaines laves alcalines à leucite. Toutes ces roches sont en relation avec des magmas alcalins différents des gabbros à partir desquels se forment les roches analogues non micacées.

Les **éclogites** sont des roches ultrabasiques de composition chimique assez voisine de celle des gabbros à olivine, mais très différentes de ces derniers par leur



C. Bevilacqua

▲ *Aspect macroscopique d'une* **dolérite** *(avec quartz accessoire) d'Édimbourg (Londres, British Museum).*

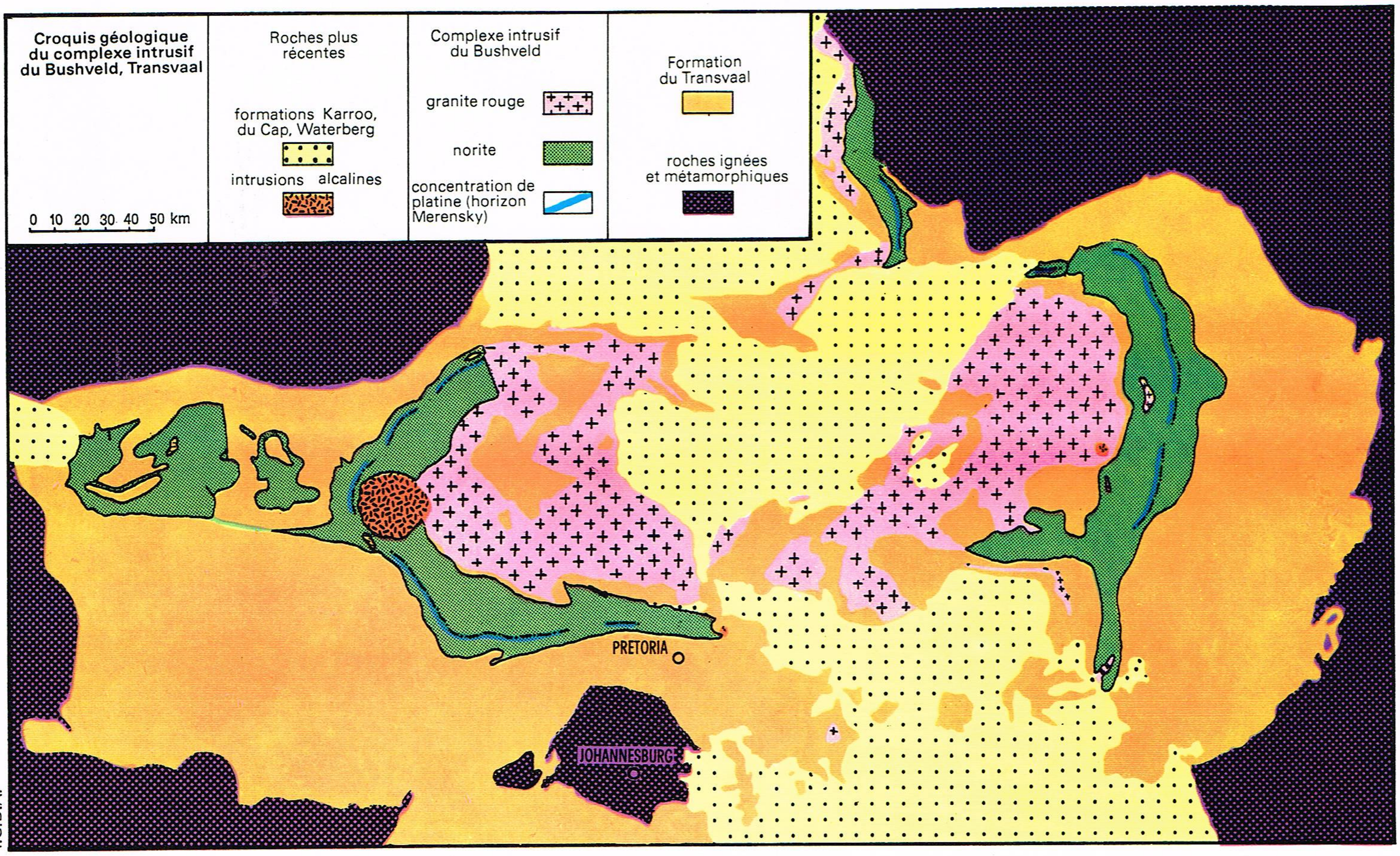


C. Bevilacqua



C. Bevilacqua

▼ *A gauche, une* **péridotite** *: la roche est formée par de l'olivine en gros cristaux craquelés (cassures courbes) et par du pyroxène monoclinique caractérisé par ses clivages (lame mince en nicols croisés). A droite, aspect macroscopique d'une* **anorthosite.**



▲ Le complexe intrusif de Bushveld dans le Transvaal : on remarque la disposition en synclinal du grand lopolite de gabbro (en vert) qui a fait intrusion dans la plus haute partie de la formation du Transvaal et est recouvert de roches granitiques [d'après Schneiderhöhn].

▶ Page ci-contre, en bas, variation lithologique d'un rythme du corps intrusif gabbroïque de la Sierra Leone (Afrique occidentale) : 1, péridotite; 2, troctolite; 3, gabbro troctolitique; 4, gabbro à olivine; 5, leucogabbro ou anorthosite; 6, pegmatite; 7, minéraux ferrifères. On remarque le passage progressif des roches à olivine, en bas, aux roches à plagioclase, en haut (d'après Hatch, Wells et Wells).

minéralogie. Elles sont constituées principalement d'un pyroxène (omphacite) et d'un grenat. Les minéraux accessoires sont le diopside, le quartz et parfois le disthène. Certaines éclogites sont considérées comme des roches d'origine métamorphique correspondant à des roches basiques soumises à un métamorphisme régional, alors que d'autres sont comprises comme le résultat de la cristallisation à de très grandes profondeurs de magmas de type gabbro. On retrouve là un phénomène de convergence analogue à celui que nous avons décrit dans le cas des granites. On connaît des blocs d'éclogite enclavés dans les pipes de kimberlite d'Afrique du Sud.

Les **serpentinites** sont des roches constituées par des minéraux de la famille de la serpentine, qui est un silicate hydraté de magnésium. Elles résultent de l'altération des roches ultrabasiques par des processus métasomatiques ou autométasomatiques.

Origine des roches intrusives basiques et ultrabasiques

Les gabbros résultent de la cristallisation en profondeur de magmas de composition identique à ceux qui donnent naissance, en surface, aux basaltes. L'origine magmatique des roches basiques et ultrabasiques est admise par tous les chercheurs. Les corps intrusifs de gabbros (lopolites) métamorphisent légèrement les roches encaissantes; de plus, au contact avec les roches encaissantes la structure grenue est plus fine, ce qui indique un refroidissement plus rapide.

Toutes les formations gabbroïques montrent des variations minéralogiques régulières de la base au toit; on remarque, notamment, vers le bas de l'intrusion une accumulation de minéraux denses (ferromagnésiens) qui disparaissent vers le haut de l'intrusion. Le grand lopolite du Bushveld (Transvaal) en est un exemple classique : il affleure sur une surface de 50 000 km^2 et son épaisseur maximale dépasse 8 km. On note la présence de norites et de pyroxénites à sa base, de gabbros noritiques au centre et de gabbros, de diorites et de granodiorites au sommet.

L'ordre de cristallisation des minéraux est évident : en particulier, on observe que les orthopyroxènes se séparent avant les clinopyroxènes et que la différenciation gravitative se trouve confirmée par cet exemple. Le toit du lopolite est recouvert par des granites et des porphyres quartzifères qui se sont formés au cours du même cycle magmatique précambrien. La base d'autres corps intrusifs est constituée par de l'olivine, ce qui montre clairement que ce minéral est le premier à cristalliser dans le magma gabbroïque. Dans le cas du Bushveld, on rencontre des niveaux essentiellement formés de minéraux métalliques (chromites) qui sont présents dans les roches basiques et ultrabasiques en tant que minéraux accessoires.

Outre la stratification à l'échelle de la dizaine voire de la centaine de mètres et même plus, on rencontre une stratification à l'échelle centimétrique. Chacune des subdivisions pétrographiques majeures que nous venons de définir se retrouve dans les niveaux mis en évidence par l'alternance de bandes blanches (plagioclases dominants) et de bandes sombres (ferromagnésiens dominants). Ces niveaux qui rappellent par leur épaisseur les strates sédimentaires, sont caractérisés par une extension horizontale très importante; parfois ils montrent des structures analogues aux structures sédimentaires, par exemple, le « gradded bedding », terme qui désigne la diminution du diamètre des grains du bas vers le haut de la couche. De plus, on observe parfois des discordances angulaires entre deux niveaux différents; aux niveaux des enclaves, les couches de gabbro subissent une inflexion vers le bas. L'ensemble des phénomènes décrits est interprété comme le résultat de la « sédimentation » des différents minéraux qui se séparent dans le même liquide magmatique.

La sélection minéralogique a été attribuée par les chercheurs à des causes différentes, qui vraisemblablement ont toutes joué un rôle plus ou moins important.

— Selon certains chercheurs, le magma se serait injecté en une seule fois et les niveaux fins seraient dus à des courants de convexion du magma ou bien à une alimentation latérale du magma provoquant des mouvements de turbulence localisés. La diversité des conditions dynamiques d'un endroit à l'autre et à des moments successifs peut être responsable d'une sélection des cristaux en fonction de leur densité et de leur forme, ainsi

que cela se passe au cours des processus sédimentaires. Pour que ces hypothèses soient valables, il faut admettre que le magma qui a donné naissance au gabbro avait une viscosité très faible, analogue à celle des coulées basaltiques.

— D'autres auteurs, en raison de la rythmicité très régulière des différents niveaux fins, ont pensé à un processus de cristallisation par pulsations brèves et très rapprochées des conditions physico-chimiques (température, pression, etc.) du système au cours du refroidissement. Ainsi, l'ordre de cristallisation des minéraux se trouverait continuellement renversé, ce qui aboutirait à la rythmicité des couches.

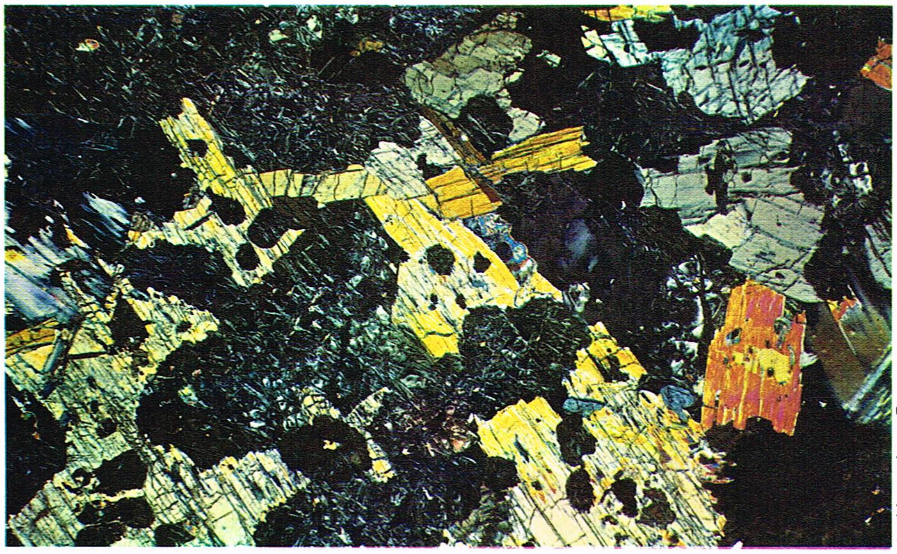
— Pour d'autres encore, la subdivision des complexes gabbroïques en niveaux de composition chimique de plus en plus acide vers le haut de la série ne résulterait pas de la cristallisation progressive d'une seule intrusion, mais de plusieurs intrusions de magmas de plus en plus profonds et différenciés vers le pôle sialique. Cette théorie est basée sur l'observation de roches très différenciées, comme les anorthosites, même dans les niveaux inférieurs des complexes basiques et ultrabasiques.

Le corps intrusif de la Sierra Leone (Afrique occidentale) est constitué par la succession de plusieurs niveaux dont chacun a une épaisseur comprise entre 60 m et 150 m. On observe pour chaque niveau la succession suivante : à la base, il y a alternance de minces strates de péridotite et de troctolite, puis les passées de troctolite deviennent plus épaisses et alternent avec des couches de gabbro troctolitique (olivine, plagioclase plus un peu de pyroxène). Par augmentation de la teneur en pyroxènes et en plagioclase, on passe à un gabbro à olivine, qui se place au milieu de chaque niveau. Au-dessus, l'olivine disparaît progressivement ainsi que le pyroxène ; on a d'abord un gabbro, puis une anorthosite. Le sommet du niveau est marqué par une structure pegmatitique formée essentiellement par des cristaux de plagioclases, avec par endroits des concentrations de minéraux ferrifères. La stratification à petite échelle est nette à la base de chaque niveau où les cristaux tabulaires se disposent à plat. Ce type de structure disparaît progressivement vers le haut du niveau ; parallèlement la structure grenue devient de plus en plus grossière. Ce phénomène reflète l'ordre de cristallisation des minéraux et la concentration, par gravité, des minéraux les plus lourds vers le bas. Parallèlement, on assiste à une variation de la composition chimique du bain résiduel, qui s'enrichit en éléments volatils et alcalins, ainsi qu'en fer (l'enrichissement en fer vers le sommet a été observé dans de nombreux autres exemples).

L'origine des *péridotites,* très souvent transformées en serpentinites, constitue un problème pétrographique et géologique (rapports avec la naissance des chaînes de montagnes) très intéressant. En effet, ces roches sont souvent localisées au sein de séries sédimentaires fortement plissées et métamorphisées qui remplissent les bassins géosynclinaux. Généralement, les roches encaissantes sont peu ou pas métamorphisées au contact des intrusions péridotitiques. Dans certains cas, on observe des effets thermométamorphiques assez limités, dus à une augmentation de température de quelques dizaines de degrés ; dans d'autres, les serpentinites sont en contact avec des schistes à glaucophane. On pense que l'amphibole sodique (glaucophane) résulte d'un phénomène métasomatique lié à l'intrusion de péridotite.

Le magma péridotitique, formé par de l'olivine fondue, ne peut exister qu'à de très grandes profondeurs. En effet, une olivine magnésienne (forstérite) fond à des températures de l'ordre de 1 800 °C ; même la présence d'eau dans le magma n'est pas suffisante pour abaisser sa température par rapport aux températures qui existent dans les zones où les péridotites ont fait intrusion. De plus, il faut remarquer que les péridotites se sont mises en place à des températures peu élevées car elles ne métamorphisent pas les roches encaissantes.

— Selon N.L. Bowen, les péridotites se seraient injectées sous forme d'agrégats cristallins (de cristaux d'olivine) lubrifiés par un résidu magmatique fluide, peut-être en partie constitué d'eau. Cette hypothèse expliquerait, d'une part, la structure des péridotites où les cristaux sont très brisés, d'autre part, les températures de mise en place assez basses. Les péridotites résulteraient donc de la différenciation gravitative d'un magma de type gabbro.



Archives photo B

▲ **Péridotite serpentinisée** ***(Odenwald, Baden) : la roche est formée par des cristaux de pyroxène caractérisés par les traces de clivage très nettes et par de la serpentine qui remplace les cristaux d'olivine ; la serpentine se présente sous forme de fines lamelles avec des teintes de polarisation allant du gris au bleu (lame mince en nicols croisés).***

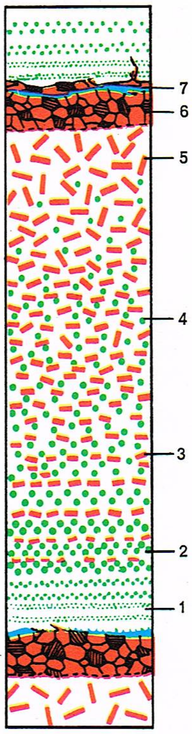
— Selon d'autres auteurs, les péridotites pourraient exister sous forme de magmas liquides caractérisés par des températures relativement basses en rapport avec une teneur élevée en eau et par une composition chimique analogue à celle des serpentinites. Cette hypothèse pourrait expliquer la présence de filons de péridotite à la bordure des grands massifs intrusifs et les péridotites à grain fin caractéristiques des bordures de massifs qui résulteraient d'un refroidissement rapide du magma. L'absence de laves péridotitiques serait due au fait que les péridotites peuvent rester à l'état liquide uniquement en présence d'eau et à des pressions très élevées.

Les *serpentinites* se forment par hydratation des péridotites. Les causes de cette hydratation ne sont pas encore très claires. Certains chercheurs pensent que l'eau est absorbée par les roches sédimentaires dans lesquelles se sont injectées les péridotites ; ils apportent comme preuve les exemples de péridotites serpentinisées à leur bordure et saines dans la zone centrale. D'autres pensent que l'eau nécessaire à la serpentinisation est d'origine magmatique ; ainsi, la serpentinisation pourrait être considérée comme un phénomène d'autométasomatisme. Les massifs péridotitiques sont souvent transformés en serpentine dans des zones qui ne présentent aucun rapport avec la morphologie de l'intrusion.

L'olivine est presque toujours transformée en serpentine, même dans les gabbros où elle est présente en faibles teneurs. Dans la nature, la transformation en serpentine s'effectue sans variations de volume décelables, les cristaux d'olivine conservant intacte leur morphologie initiale. Cette observation est en contradiction avec les calculs stœchiométriques qui montrent que la transformation olivine-serpentine s'accompagne d'une importante variation de volume, si l'on admet un apport d'eau et de silice et aucune perte de magnésium. Pour justifier l'absence de variations de volume, il faut admettre qu'une partie du silicium et du magnésium est entraînée par la solution aqueuse. Un tel processus doit faire intervenir des quantités d'eau énormes et provoquer des effets métasomatiques magnésiens sur les roches encaissantes, ce qui n'est, en réalité, que rarement observé. L'olivine se transforme en serpentine à température peu élevée car, au-delà de 800 °C et en présence d'eau susceptible d'apporter du silicium et d'entraîner le magnésium, elle se transforme en orthopyroxène ; à des températures plus basses, elle se transforme en talc. La serpentinisation s'effectue avec un apport d'anhydride carbonique, peut-être d'origine magmatique, qui réagit avec le magnésium libéré par le réseau de l'olivine, pour former des veines et des agrégats de magnésite. Certaines serpentines montrent des structures qui simulent des brèches dont les éléments sont cimentés par des carbonates.

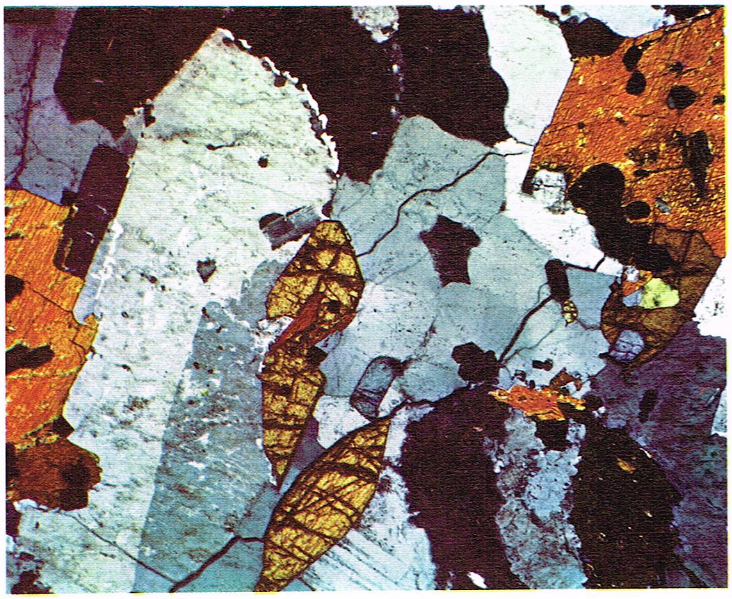
LES SYÉNITES

Les syénites sont des roches intrusives formées essentiellement par du feldspath alcalin, le plus souvent potassique (orthose) mais aussi sodique (albite). L'oligoclase (plagioclase un peu calcique) peut s'associer à l'orthose.

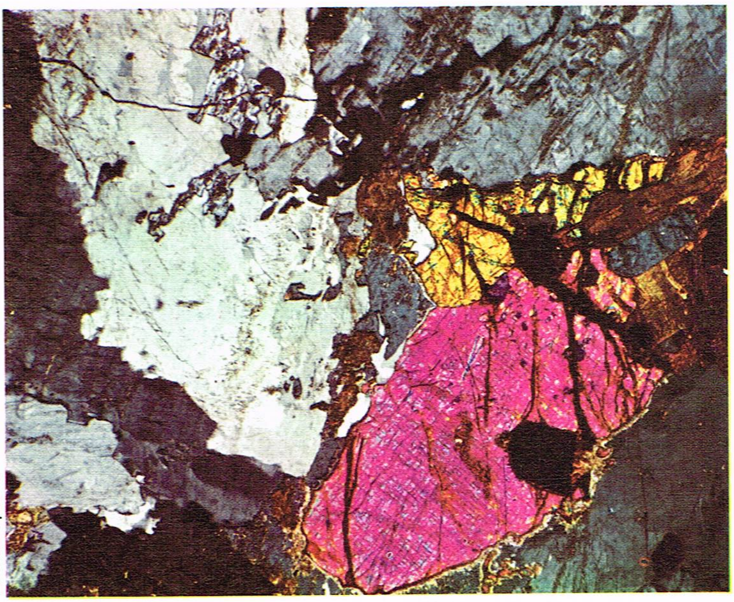


I.G.D.A.

Archives photo B

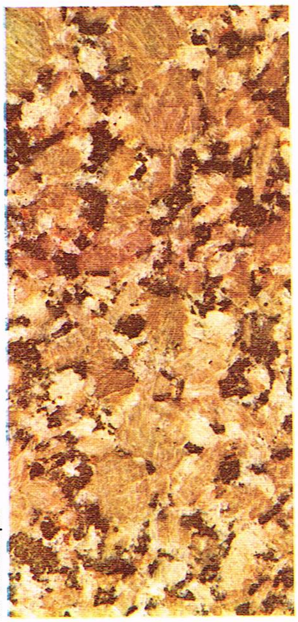


Archives photo B



▲ *A gauche* **syénite à amphibole** *(Dresde, Allemagne) : l'orthose perthitique est le principal constituant de la roche (en gris bleuté), accompagné de plagioclase et d'amphibole (section longitudinale avec des sections hexagonales d'apatite, à gauche, et section basale, à droite, avec clivages à 120°). On remarque, au centre, deux cristaux losangiques de sphène avec un cristal d'apatite (lame mince en nicols croisés).*

▼ *Aspect caractéristique d'une syénite en section épaisse polie (Milan, musée d'Histoire naturelle).*



C. Bevilacqua

Les minéraux ferromagnésiens sont représentés par la biotite (mica noir) et par les amphiboles, mais leur pourcentage est nettement inférieur à celui des feldspaths. Certaines syénites à caractère fémique peuvent contenir de nombreux minéraux ferromagnésiens et même des pyroxènes et de l'olivine. Certaines syénites à caractère légèrement acide peuvent contenir du quartz en très faible quantité (minéral accessoire). Si la teneur en silice du magma originel n'est pas suffisante pour former des feldspaths avec les éléments alcalins et l'alumine du magma, il se forme des aluminosilicates plus pauvres en silice que les feldspaths, que l'on appelle feldspathoïdes.

Les syénites présentent généralement une couleur rose à violacée due à l'orthose, avec des taches de couleur sombre ou verte dues aux minéraux ferromagnésiens. Ces roches doivent leur nom à la ville antique de Syène en Égypte (aujourd'hui, Assouan), où il existe une roche intrusive très utilisée autrefois à des fins ornementales mais qui, en réalité, est un granite à amphiboles. C'est dans cette roche qu'est taillé l'obélisque de Louqsor, placé à la Concorde. Par ailleurs, les syénites peuvent, par augmentation de la teneur en quartz, passer progressivement aux granites.

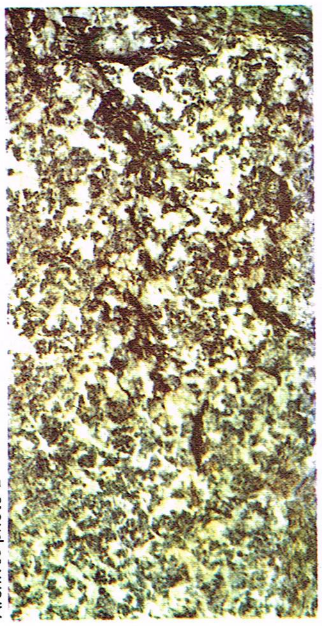
Les **syénites riches en sodium** constituent des raretés pétrographiques qui résultent de différenciations locales de roches à composition originelle très variable. Le feldspath est de l'albite constituant à elle seule presque toute la roche, le quartz pouvant être, dans ce cas, un minéral accessoire ; ces syénites sont donc aussi appelées **albitites.** De la même façon, les syénites formées uniquement par de l'orthose ou du microline sont très rares. Dans le type de syénite plus commun, on rencontre le feldspath potassique avec des ségrégations d'albite (perthite) ou bien des ségrégations d'orthose dans l'albite (antiperthite). Les deux feldspaths peuvent être présents en individus séparés, comme cela se produit dans les granites.

Les minéraux ferromagnésiens des syénites sont généralement des pyroxènes (ægyrine) et des amphiboles alcalins (arfvedsonite ou riébeckite), en plus de la biotite. Lorsque le pourcentage de minéraux ferromagnésiens augmente, on a des syénites mélanocrates (de couleur sombre à noire) comme la **larvikite,** qui prend son nom d'une ville de Norvège (Larvik). Cette roche est formée par de gros cristaux feldspathiques lamellaires à inclusions de minéraux métalliques, qui confèrent à la roche une couleur bleutée avec des reflets métalliques. Le feldspath est représenté par une antiperthite, l'oligoclase contenant des faccules d'orthose. Les autres minéraux sont de l'augite titanifère, de l'olivine, une variété de biotite disposée autour des cristaux de magnétite titanifère, et de l'apatite.

La **shonkinite** est une syénite mélanocrate, riche à la fois en néphéline et en orthose. Elle contient, en outre, du diopside, de l'olivine et une biotite rouge titanifère. Son nom dérive d'une localité du Montana aux États-Unis.

Les **monzonites** sont des roches intrusives formées par du plagioclase, de l'orthose et des minéraux ferromagnésiens. Leurs compositions minéralogique et chimique sont intermédiaires entre celles des diorites, auxquelles elles s'apparentent par la présence de plagioclase, et celles des syénites, par la présence de l'orthose. Les monzonites, qui doivent leur nom au massif de Monzoni dans les Alpes dolomitiques, contiennent un plagioclase de composition oligoclase-andésine qui constitue environ un tiers de la roche. Un autre tiers est formé par l'orthose en grosses lattes qui piègent des plagioclases et des ferromagnésiens. Le dernier tiers est constitué par de l'augite, de l'amphibole et de la hornblende. Certaines variétés de monzonites contiennent du quartz, ou de l'olivine.

Les **syénites à feldspathoïdes** peuvent être subdivisées en deux groupes, en fonction de la présence de pseudoleucite (agrégat d'orthose et de néphéline) ou de néphéline (feldspathoïde sodique). Ces minéraux sont accompagnés par des feldspaths alcalins et des minéraux ferromagnésiens en quantités variables. Feldspaths alcalins et feldspathoïdes sont présents en proportions respectives très variables ; à la limite, le feldspath peut disparaître au profit du feldspathoïde, mais dans ce cas la roche ne peut plus être classée dans la famille des syénites. La limite n'existe pas dans les roches intrusives, car si le refroidissement est lent en présence d'éléments volatils, la leucite se transforme en un mélange d'orthose et de néphéline ; néanmoins, elle conserve les contours



Archives photo B



C. Bevilacqua

du cristal initial (trapézoèdre ou leucitoèdre). Selon certains auteurs, la néphéline capterait le sodium qui remplace de manière isomorphe le potassium dans le réseau de la leucite. Il est plus vraisemblable que les leucites précoces sont pauvres en sodium et qu'elles réagissent avec le magma contenant de la silice et du sodium pour former de l'orthose et de la néphéline.

La **borolanite** est une syénite à pseudoleucite qui doit son nom à une localité d'Écosse. Elle est constituée par de l'orthose, de la pseudoleucite et par de nombreux minéraux ferromagnésiens parmi lesquels l'augite, la biotite et le grenat mélanite.

La **malignite** est une syénite néphélinique provenant de la province canadienne de l'Ontario. Comme la borolanite, elle est formée par de très nombreux minéraux : de l'orthose, de la néphéline, un autre feldspathoïde très voisin de la noséane, de l'augite ægyrinique, de l'apatite et de la magnétite, certaines variétés peuvent contenir aussi de l'olivine.

La **foyaïte** qui provient de la Sierra Monchique au Portugal est assez voisine de la malignite, dont elle se distingue par la plus grande teneur en orthose et la plus faible teneur en ferromagnésiens.

Un autre groupe de syénites à feldspathoïdes est caractérisé par une teneur élevée en sodium, nettement dominant par rapport au potassium. Le feldspath alcalin est alors de l'albite et le feldspathoïde de la néphéline, en différents rapports quantitatifs : dans la **mariupolite,** l'albite est prédominante; dans le **monmouthite,** la néphéline est plus importante. Les minéraux fémiques sont présents en faibles teneurs : il s'agit d'ægyrine, parfois d'amphibole sodique et de mica lépidomélane.

Les syénites néphéliniques peuvent contenir des minéraux rares en quantités assez importantes : c'est le cas des **syénites à cancrinite;** la cancrinite est un minéral très voisin de la néphéline, avec laquelle il se trouve associé. Dans les **syénites à zircon,** le minéral, qui est accessoire et de très petite taille dans les roches granitiques, se trouve associé à la néphéline et se présente en gros cristaux dans les faciès pegmatitiques. Les **syénites à eudialite** (silicate complexe contenant du zirconium) sont connues dans le Groenland et dans la péninsule de Kola (U.R.S.S.). Dans certaines syénites, se trouvent associées la sodalite, la néphéline et la cancrinite.

Au Groenland, on connaît des **syénites** où la **sodalite** est le minéral dominant.

Les **syénites à analcime** sont des roches riches en ferromagnésiens, surtout en pyroxènes et amphiboles sodiques avec de l'analcime (zéolite sodique) et des feldspaths alcalins.

Enfin, il faut signaler les **syénites à corindon,** qui résultent de la cristallisation d'un magma pauvre en silice et caractérisé par un excès d'alumine. Les autres minéraux dans cette roche sont le feldspath potassique et la biotite.

Origine des roches à composition syénitique

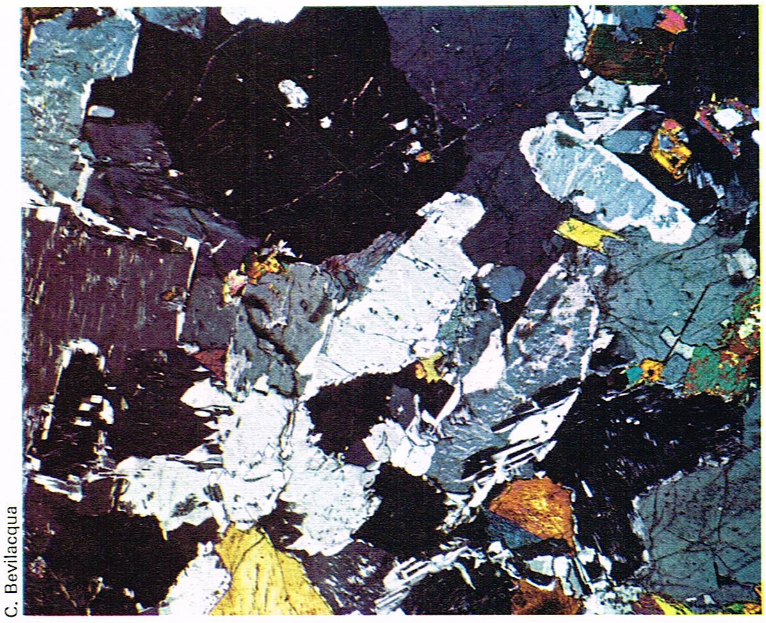
Les syénites sont des roches peu répandues. Leur composition chimique varie énormément. Généralement, elles sont considérées comme le résultat d'une différenciation très poussée de magmas de composition chimique analogue à celle des basaltes à olivine, ce qui laisse supposer que le magma syénitique primaire n'existe pas dans les profondeurs de l'écorce terrestre. L'origine des syénites suivant un processus de différenciation à partir de magmas basaltiques alcalins est confirmée par la structure d'un certain nombre de corps intrusifs, caractérisés par une succession lithologique analogue à celle des intrusions de gabbro. On trouve à leur base des gabbros et des pyroxénites, puis des roches de composition intermédiaire ou sialique. Ces dernières sont souvent localisées dans la partie supérieure et représentées par des syénites à analcime.

Les relations entre les syénites à feldspathoïdes et les roches encaissantes sont beaucoup plus complexes que dans le cas précédent. Les syénites à feldspathoïdes sont généralement associées à des roches granitiques. Elles se mettent en place au cours du même cycle magmatique que dans le cas des syénites normales, ce qui laisse à penser qu'elles dérivent de la différenciation des magmas granitiques. La présence de feldspathoïdes est attribuée à un appauvrissement en silice du magma granitique par suite de l'assimilation de roches carbonatées. La silice du magma granitique se combine alors avec le calcium et le magnésium des roches digérées pour former des silicates de calcium et de magnésium (diopside, etc.). Les feldspathoïdes sous-saturés en silice cristallisent alors à la place des feldspaths.

La théorie exposée ci-dessus, formulée par R.A. Daly dès 1910, est appuyée par de nombreux arguments géologiques. Elle ne suffit cependant pas à expliquer la genèse de toutes les syénites. Par exemple, les syénites que l'on rencontre dans les formations métamorphiques précambriennes de Scandinavie et des différentes régions d'Afrique montrent des conditions de gisement nettement intrusives discordant avec les formations encaissantes. Elles sont formées par des syénites normales au contact de l'encaissant gneissique et par des syénites néphéliniques dans les niveaux les plus internes. De nombreux indices laissent supposer que ces roches dérivent d'un phénomène métasomatique : le gneiss aurait, en effet, fourni les éléments alcalins par le biais de solutions hydrothermales et pneumatolytiques. Les syénites habituelles de ces complexes précambriens prennent le nom de **fénites** du nom de Fé, localité près d'Oslo. Elles résultent de la disparition de la silice libre, qui était présente dans le gneiss sous forme de quartz, alors que les syénites néphéliniques sont dues à une remobilisation de la silice, déjà combinée à du feldspath, qui va former avec les éléments d'origine métasomatique d'autres silicates. Les roches du complexe syénique ne conservent aucune trace de la texture du

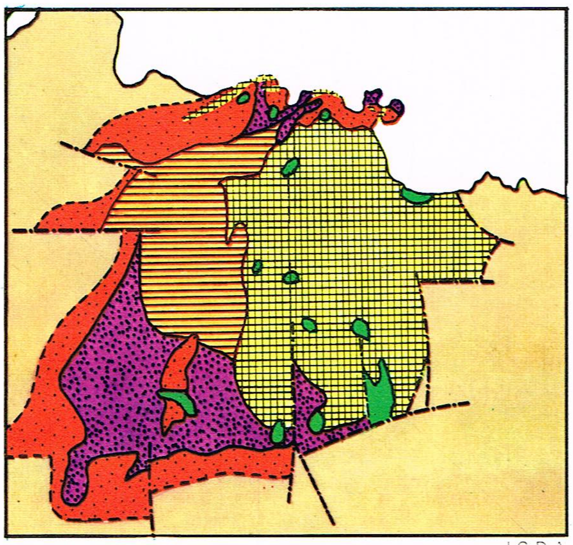
◀ *Page ci-contre, en haut à droite,* **larvikite** *(Larvik, Norvège) : le feldspath alcalin perthitique est le minéral dominant; on trouve également de l'augite titanifère, avec son clivage caractéristique des pyroxènes à 90°, de la biotite et des cristaux noirs de magnétite titanifère. On peut y trouver parfois de l'olivine (lame mince en nicols croisés).*





C. Bevilacqua

◀ *De gauche à droite : aspect macroscopique d'une* **monzonite** *(Val di Fassa, Trente); au centre, une* **monzonite** *montrant de gros cristaux idiomorphes de plagioclase maclé et des plages xénomorphiques de feldspath potassique avec une petite quantité de quartz, biotite et calcite d'origine secondaire; ci-contre, une* **syénite à feldspathoïdes** *(péninsule de Kola) : le principal composant est la néphéline, en association perthitique avec de la kaliophylite, accompagnée d'albite finement maclée et d'augite (lames minces en nicols croisés).*

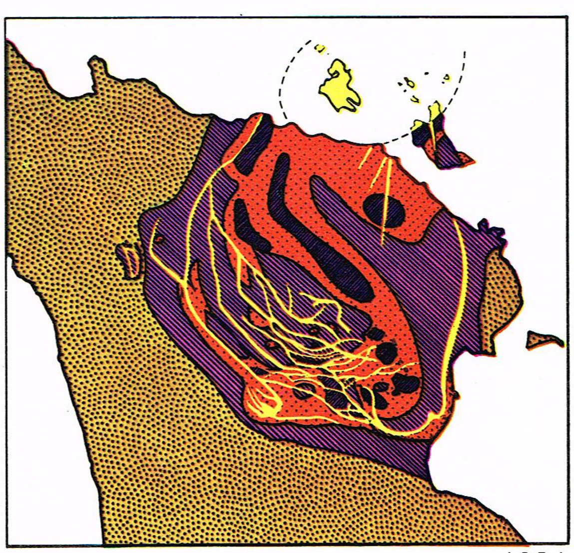


▶ *Cartographie du complexe des roches ignées alcalines de Fen (Norvège méridionale); la base du schéma correspond à environ 4 km (d'après Saether).*

gneiss dont elles dérivent. Elles présentent un aspect intrusif, parfois filonien par suite d'un phénomène de remobilisation avec formation d'un *magma granitique*.

La partie centrale des complexes est occupée par des roches formées essentiellement de carbonates : calcite, dolomite ou ankérite. Ces roches, appelées **carbonatites,** constituent des raretés pétrographiques (leur origine pose un intéressant problème géologique). Très semblables à des marbres par leur structure grenue en mosaïque, elles furent pendant longtemps considérées comme des roches métamorphiques d'origine sédimentaire ayant pris naissance au contact du magma syénitique. On constate par la suite que les carbonatites se présentent sous forme de colonnes cylindriques (pipes), intrusives, entourées par des enveloppes concentriques de syénites normales ou à feldspathoïdes. Dans d'autres cas, les carbonatites se présentent dans les roches encaissantes, sous forme de filons disposés selon des surfaces coniques renversées ou bien sous forme de filons irréguliers. Les **kimberlites** sont des roches à feldspathoïdes appartenant à la famille des gabbros alcalins ou péridotites micacées et occupant la zone centrale des complexes intrusifs signalés ci-dessus.

Les carbonatites peuvent être pures ou contenir en proportions variables des minéraux silicatés; certaines carbonatites contiennent de la néphéline en teneurs élevées, le pôle extrême étant représenté par des roches presque uniquement formées par de la néphéline avec des quantités subordonnées de calcite. La calcite existe en tant que minéral primaire mais accessoire dans certaines syénites à feldspathoïdes. Les carbonatites renferment aussi des terres rares et d'autres éléments en traces que l'on rencontre dans les roches magmatiques et non dans les roches sédimentaires.



▶ *Cartographie du complexe des roches ignées alcalines de l'île d'Alnö (golfe de Botnie); la base du schéma correspond à environ 6 km (d'après Eckermann).*

De nombreux chercheurs pensent qu'il existe des magmas essentiellement formés de carbonates à l'état fondu, mais aussi riches en éléments alcalins et volatils, lesquels auraient contribué à la transformation des roches encaissantes en fénites. La nature du magma responsable du métasomatisme à partir duquel se sont formées les carbonatites, par cristallisation du dernier résidu, n'est pas directement déterminable. Il s'agit probablement d'un magma ultrabasique, ainsi que semblent le prouver les intrusions de péridotites micacées qui parfois traversent le complexe intrusif. L'anhydride carbonique dont est très riche le magma péridotitique provoque la mobilisation du calcium essentiellement présent dans les roches encaissantes, parallèlement à un appauvrissement en silice qui se combine avec les éléments provenant du magma. Ainsi la fémitisation des roches granitiques est suivie de la cristallisation de calcite et d'autres carbonates.

La possibilité de l'existence d'un magma formé par de la calcite à l'état fondu a été récusée par certains auteurs, qui pensent que les carbonatites peuvent résulter de la substitution hydrothermale de roches cristallisées antérieurement. La calcite fond en effet à des températures très hautes (plus de 1 300 °C), à condition que la tension de vapeur de l'anhydride carbonique soit très élevée; sinon, même à des températures inférieures, elle se dissocie en oxyde de calcium et anhydride carbonique. L'existence d'une phase gazeuse sous pression très élevée dans le magma carbonatitique est prouvée par la texture bréchique des gneiss encaissants. De plus, en présence de vapeur d'eau, la calcite fond à 700 °C, température envisageable pendant la formation des carbonatites.

Les carbonatites sont très recherchées car elles constituent les roches mères des gisements de diamants.

LES ROCHES INTRUSIVES ALCALINES, CALCO-ALCALINES, BASIQUES ET ULTRABASIQUES

Les *roches basiques* ou *fémiques alcalines* sont constituées par un plagioclase calcique ou calco-sodique (anorthite, labrador, bytownite) et par des minéraux ferromagnésiens (pyroxènes, amphiboles, biotite et parfois olivine) associés avec des minéraux appartenant à la famille des feldspathoïdes et des zéolites. Lorsqu'il y a un excès d'éléments alcalins par rapport à la composition chimique d'un gabbro normal, on y rencontre aussi des feldspaths alcalins. Ces roches peuvent donc être considérées comme des gabbros alcalins.

La **kentalénite** est un gabbro à caractère alcalin qui ressemble beaucoup aux monzonites mésocrates à augite et olivine. Cette roche est classée parmi les gabbros en raison de son plagioclase basique (labrador); de plus, les minéraux ferromagnésiens y sont présents en plus grandes proportions que dans les monzonites à olivine. Néanmoins, le caractère alcalin de ce gabbro est démontré par la présence de feldspath potassique.

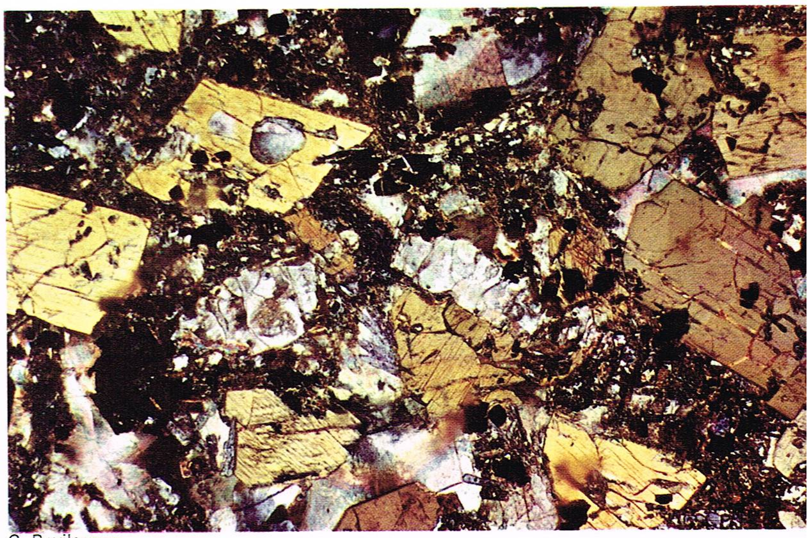
Les *roches calco-alcalines* peuvent contenir des feldspathoïdes, avec ou sans feldspaths, en raison du caractère sous-saturé en silice du liquide initial. Elles se trouvent souvent associées à des roches assez semblables mais beaucoup plus acides, comme les syénites à feldspathoïdes, et occupent, avec les carbonatites, la partie centrale des complexes intrusifs ou métasomatiques des roches à feldspathoïdes.

L'**essexite** est une roche largement grenue à plagioclase et néphéline, qui doit son nom à la localité d'Essex, dans le Massachusetts, États-Unis. Outre le plagioclase et la néphéline, on y trouve aussi de l'augite et de l'olivine en petites quantités ainsi que de l'ilménite et des minéraux accessoires. Dans les faciès les plus siliceux, on rencontre parfois du feldspath alcalin. Les **théralites** sont des roches analogues aux essexites mais avec une quantité plus grande de néphéline, un plagioclase calco-sodique et une augite titanifère. On connaît des théralites à olivine et des théralites à hornblende.

Les **teschénites** (du nom d'une localité à la limite de la Silésie et de la Moravie) sont des variétés de gabbros alcalins contenant de l'analcime, zéolite sodique qui cristallise dans les derniers résidus fluides du magma. L'analcime y constitue la mésostase entre les autres cristaux. Comme dans les théralites, on rencontre une amphibole sodique, qui prend le nom de barkévicite, et de la biotite; certaines variétés peuvent contenir de petites quantités de feldspath alcalin.



Archives photo B



C. Bevilacqua

Les *roches ultrabasiques* à feldspathoïdes sont formées par des minéraux ferromagnésiens et des feldspathoïdes en proportions différentes. Plagioclases et feldspaths alcalins sont absents; leur présence marque le passage aux gabbros alcalins ou aux syénites basiques.

— Une première série de ces roches est caractérisée par la présence de néphéline associée à un pyroxène sodique, l'ægyrine.

L'**urtite**, qui doit son nom à une localité de la péninsule de Kola (U.R.S.S.), est presque uniquement constituée par de la néphéline. On pourrait aussi l'appeler néphélinite, si ce terme ne désignait déjà les roches effusives très riches en néphéline. Dans les **ijolites**, la néphéline constitue à peu près la moitié de la roche, le restant étant formé de pyroxènes (augite ou ægyrine) et d'une zéolite appelée cancrinite. Les ijolites sont des roches assez répandues avec les syénites néphéliniques dans les associations pétrographiques associées aux carbonatites. La **melteigite** s'apparente à ces roches, mais contient des quantités plus faibles de néphéline et des teneurs plus fortes en ferromagnésiens.

— Une autre série de roches ultrabasiques à feldspathoïdes est formée essentiellement par de la pseudoleucite associée à des minéraux ferromagnésiens.

La pseudoleucite est un mélange d'orthose et de néphéline pseudomorphosant des cristaux de leucite, que l'on rencontre en teneurs plus élevées que le pyroxène sodique dans les **fergusites.**

La **missourite** est une roche très semblable à la précédente, mais avec des teneurs en pseudoleucite inférieures aux teneurs en pyroxènes; on y rencontre parfois aussi de l'olivine.

Les **limburgites** sont des roches filoniennes composées de cristaux d'augite et d'olivine, qui baignent dans une mésostase vitreuse ou microlitique de composition ultrabasique alcaline, avec parfois de la néphéline et de la sodalite; la composition chimique de certaines limburgites peut être très alcaline.

Origine des roches intrusives alcalines, calco-alcalines, basiques, et ultrabasiques

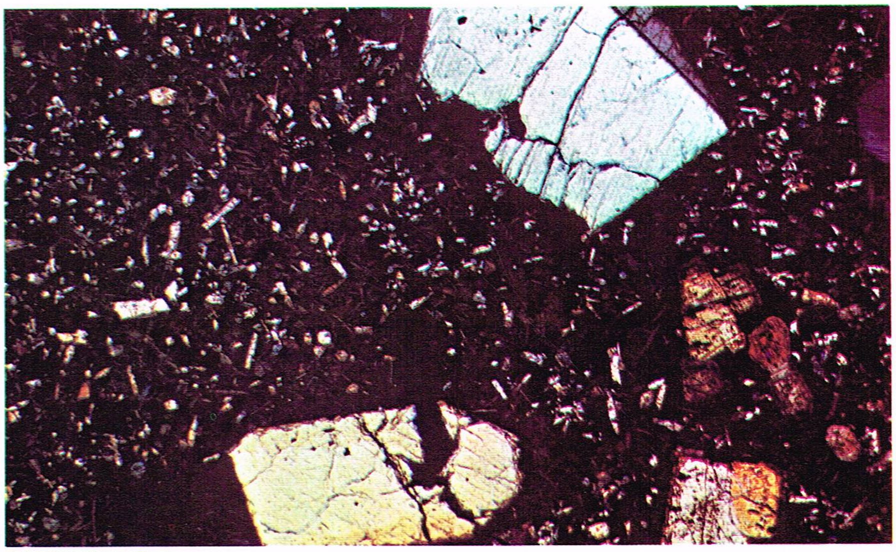
Les roches intrusives basiques et ultrabasiques à feldspathoïdes sont étroitement liées aux basaltes à olivine et à leurs produits de différenciation : les exemples de filons et de filons couches caractérisés par des variations verticales de composition sont dus à des processus de différenciation gravitative. Généralement, les bordures des filons présentent une structure vitreuse ou microcristalline qui traduit un refroidissement rapide du magma originel non encore différencié. Elles montrent une structure porphyrique avec des cristaux d'olivine et la composition des teschénites. Le niveau inférieur des filons est très riche en olivine, qui se concentre par gravité pour former une péridotite et contient un certain nombre de minéraux caractéristiques des laves ultrabasiques alcalines, comme la barkévicite, la biotite et l'augite dans les niveaux supérieurs. Plus en haut, dans les niveaux à picrite, on rencontre des petites quantités de plagioclase calcique et de l'analcime. Encore plus haut, apparaissent les niveaux de théralite, plus ou moins riches en olivine, avec de la néphéline et de l'analcime. L'analcime et les autres zéolites augmentent quantitativement au fur et à mesure que l'on se déplace vers le sommet des filons différenciés, représentés par des teschénites riches en analcime et en feldspaths alcalins. La teschénite présente très souvent des alternances de lits sombres, riches en augite, et d'autres plus clairs, avec des plagioclases (andésine) et de l'analcime. Dans les parties plus élevées des filons différenciés, on trouve aussi des niveaux et des veines de syénite discordants, généralement à feldspathoïdes, avec en plus des feldspaths alcalins, de la néphéline, de l'analcime et des pyroxènes sodiques.

Dans certains corps intrusifs, les roches basiques alcalines occupent la partie centrale de l'intrusion, ce qui prouve qu'elles se forment par auto-intrusion et concentration de résidus sialiques et alcalins cristallisant dans les zones de moindre pression de la chambre magmatique presque totalement remplie de magma déjà consolidé.

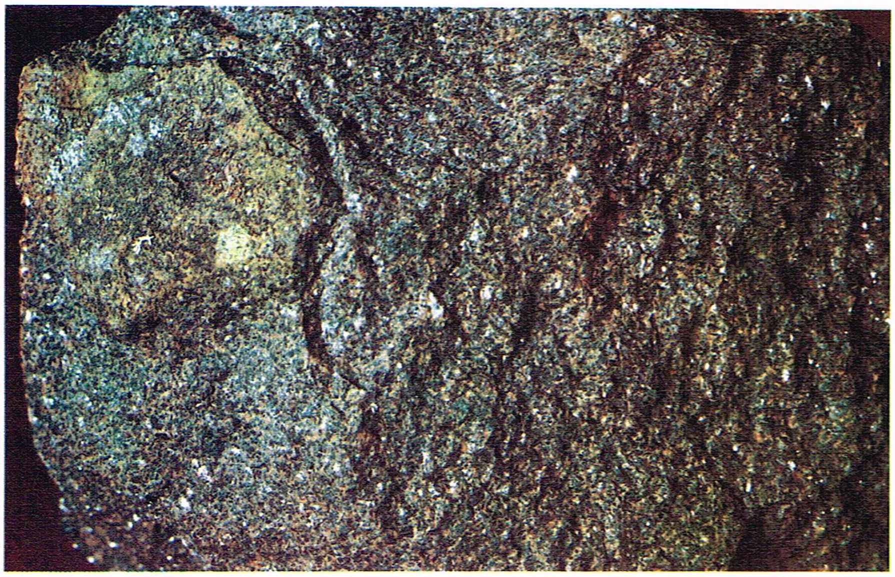
Les filons composés résultent de la différenciation par cristallisation fractionnée d'un magma primaire de type basalte à olivine dans des conditions intrusives et dans des circonstances qui favorisent la cristallisation des feldspathoïdes et des zéolites. La différenciation gravitative peut être constatée par les variations de la densité *(d)* des différentes roches; on observe de bas en haut les valeurs suivantes : péridotite ($d = 3{,}1$), picrite ($d = 3$), théralite ($d = 2{,}95$), teschénite ($d = 2{,}8$). La cristallisation des zéolites qui contiennent de l'eau dans leur réseau montre que le magma du filon était plus riche en eau que le magma basaltique. Cela a pu favoriser la différenciation par gravité des cristaux formés les premiers et les plus lourds. La présence d'eau peut, de plus, diminuer la température de cristallisation de certains minéraux

▲ *A gauche, une* **théralite** *: de gros cristaux d'olivine baignant dans une mésostase partiellement vitreuse avec des prismes allongés de pyroxène et d'autres, plus courts, de néphéline (gris). On y rencontre aussi du plagioclase et, dans certaines variétés, un feldspath potassique très abondant. A droite, une* **teschénite** *(Moravie) : de grands cristaux prismatiques d'augite titanifère baignant dans une mésostase formée essentiellement par de la calcite secondaire (cristaux rosés) et de l'analcime; quelques cristaux corrodés de plagioclase et de nombreux cristaux opaques de magnétite (lames minces en nicols croisés).*

▼ *Une* **limburgite** *; roche filonienne à structure porphyrique : phénocristaux d'olivine (en bas, à droite) et d'augite dans une mésostase vitreuse (lame mince en nicols croisés).*



Archives photo B



C. Bevilacqua



Archives photo B

▲ *En haut, un échantillon de* **lamprophyre** *(minette) [Cumberland, Grande-Bretagne]. Ci-dessus, une* **kersantite** *(Erzgebirge) : dans la pâte de fond de ce lamprophyre partiellement vitreux, on observe des microlites de plagioclase, les phénocristaux sont essentiellement de la biotite; on peut remarquer, sur la droite, un cristal arrondi d'olivine complètement remplacé par des carbonates et de la serpentine (au centre) [lame mince en nicols croisés]*

et provoquer le regroupement des autres éléments du magma pour former des feldspathoïdes et des pyroxènes sodiques, au lieu de feldspaths et pyroxènes normaux. L'eau concentrée dans le résidu fluide favorise la cristallisation tardive, parfois hydrothermale, des zéolites.

LES LAMPROPHYRES

Les lamprophyres sont des roches filoniennes basiques associées aux roches intrusives de compositions variées; dans d'autres cas, ils représentent les produits de différenciation intrusifs à la périphérie des amas magmatiques. Les lamprophyres présentent généralement une structure de type porphyrique. Les cristaux sont essentiellement la biotite, qui est le minéral caractéristique des lamprophyres, des amphiboles, des pyroxènes monocliniques, parfois de l'olivine et de l'apatite.

Les phénocristaux montrent des signes évidents de corrosion magmatique et de réaction avec le liquide qui va former la mésostase. Ces phénomènes de corrosion se traduisent par des golfes sur les faces des cristaux, par la décoloration des cristaux de biotite et par des granulations d'amphiboles autour des pyroxènes. Les cristaux d'olivine sont presque toujours remplacés par d'autres minéraux, généralement des carbonates (calcite, dolomite, etc.).

De plus, les lamprophyres, qui sont normalement de couleur foncée du fait de la teneur élevée en minéraux ferromagnésiens, sont très souvent altérés et formés par des minéraux secondaires comme les carbonates, la chlorite, le quartz, les oxydes de fer. Cela a lieu à la suite de modifications tardives de type autométasomatique, par la circulation de fluides magmatiques riches en substances volatiles, essentiellement représentées par de l'eau et de l'anhydride carbonique. La mésostase des lamprophyres est constituée par un agrégat feldspathique microcristallin d'orthose, avec parfois du plagioclase. Le feldspath forme aussi de larges plages pouvant inclure d'autres minéraux (structure pœcilitique). La mésostase est partiellement ou totalement vitreuse, ou bien formée par des microlites de mélilite et d'analcime, qui remplacent les feldspaths dans les lamprophyres dérivant de magmas sous-saturés.

Les lamprophyres sont classés en fonction des phénocristaux ferromagnésiens qu'ils contiennent ou, plus rarement, en fonction des minéraux de la mésostase.

Parmi ces roches, citons : la **minette,** caractérisée par de nombreux cristaux de biotite; la **vogesite,** sorte de minette où la biotite est remplacée par des aiguilles d'amphibole; l'**alnoïte** et la **monchiquite,** caractérisées respectivement par la présence de mélilite et d'analcime dans la mésostase. Les **kersantites** sont des lamprophyres très fréquents, caractérisés par la présence de plagioclases dans la mésostase et de biotite en phénocristaux. Dans les **spessartites,** la biotite est remplacée par de la hornblende; dans les **camptonites,** on rencontre des amphiboles sodiques de type barkévicite.

Les lamprophyres sont généralement considérés comme des roches hybrides contenant des phénocristaux provenant d'une cristallisation précoce et d'une mésostase ayant cristallisé aux dépens des derniers résidus fluides. Pour cette raison, les cristaux présentent des signes d'instabilité vis-à-vis de la pâte qui les englobe. L'origine de ces roches n'est pas encore très claire et fait l'objet de nombreuses recherches de la part des chercheurs et de discussions entre eux.

LES PORPHYRES QUARTZIFÈRES, LES ROCHES A PHÉNOCRISTAUX DE QUARTZ

Les porphyres quartzifères sont des roches effusives sialiques, qui résultent du refroidissement en surface de magmas de composition granitique. Contrairement aux granites, ils présentent une structure porphyrique avec des cristaux de quartz et de feldspath baignant dans une mésostase vitreuse ou microcristalline. Les phénocristaux présentent souvent des contours irréguliers que l'on attribue généralement à une corrosion par le verre, liée à une élévation de température au moment de l'éruption. Le quartz se présente en cristaux dihexaédriques, caractéristiques des hautes températures (forme β, formée à plus de 573 °C, puis transformée en quartz α au refroidissement). On rencontre souvent les formes métastables de la silice, c'est-à-dire la tridymite et la cristobalite, formées aussi à température élevée, mais qui n'ont pas eu le temps de se transformer en quartz par suite du refroidissement trop brusque. Le quartz et les feldspaths peuvent être présents dans la mésostase sous forme de très petits microlites.

La classification des porphyres est basée sur la nature du ou des feldspaths que ces roches contiennent.

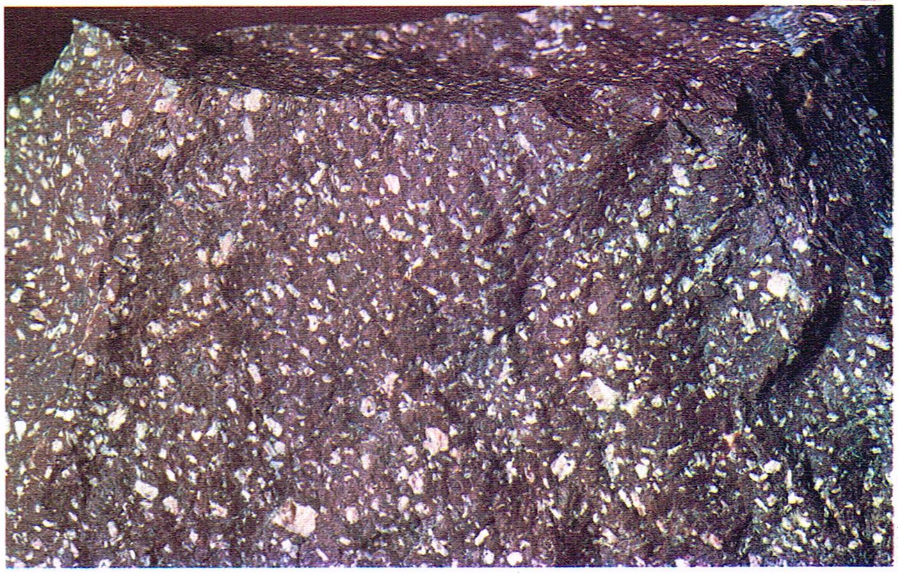
Le plus souvent, le feldspath est représenté par de la sanidine, équivalent de l'orthose pour des températures élevées. Les sanidines peuvent contenir de petites quantités de sodium dans leur réseau ; elles ont ainsi des compositions chimiques rappelant celles des microperthites des formations granitiques. La sanidine se présente généralement en individus tabulaires, maclés Carlsbad. Ces roches sont généralement appelées **rhyolites.** Lorsqu'à la sanidine vient s'associer un plagioclase (le plus souvent de l'oligoclase) en quantités comparables, on parle de **rhyo-dacites.** Dans les **dacites,** par contre, le plagioclase devient dominant. Ces roches sont les correspondants effusifs des adamellites et des granodiorites. La biotite et les pyroxènes sont les minéraux ferromagnésiens accessoires des porphyres quartzifères. Les amphiboles, qui constituent le principal minéral ferromagnésien des granites, sont rarement représentées, probablement en raison de la faible teneur en éléments volatils du magma qui cristallise dans des conditions effusives. L'absence de muscovite tient à des raisons semblables. Les températures élevées favorisent, en fait, la cristallisation du pyroxène, ainsi que le montre la suite réactionnelle de Bowen. On rencontre aussi des minéraux accessoires communs aux granites, comme l'apatite, le zircon, les oxydes de fer, etc.

Les **comendites** sont des porphyres quartzifères très riches en sodium; elles contiennent des pyroxènes et des amphiboles sodiques, comme l'ægyrine et la riébeckite. Leur nom vient de Comenda, petit village de l'île de Saint-Pierre (Sardaigne). Les **pantellérites** sont également des roches sodiques contenant des cristaux d'anorthose, de pyroxène et d'amphibole sodique, avec de rares quartz noyés dans une mésostase vitreuse.

La classification des roches effusives est basée sur des critères minéralogiques; c'est pourquoi l'attribution d'une roche à un groupe pétrographique donné n'est possible que lorsque les cristaux sont présents en quantités notables dans la lave. En effet, très souvent, les porphyres ont une structure vitreuse; ils sont donc essentiellement formés par une pâte vitreuse dans laquelle baignent quelques rares cristaux. La composition du verre des laves acides est toujours très voisine du minimum eutectique du système ternaire quartz-orthose-albite, ce qui se traduit par le fait que les phases vitreuses sont plus fréquentes et importantes dans les roches porphyriques acides que dans les autres roches effusives. La température de cristallisation de l'eutectique étant très basse, la viscosité de la masse fondue sera si élevée qu'elle va gêner l'agencement des groupements ioniques qui aboutissent à la formation des réseaux cristallins des minéraux.

Les **obsidiennes** sont des roches effusives totalement ou essentiellement vitreuses de couleur noire à brune. Leur fracture conchoïdale donnant des arêtes très tranchantes, elles furent utilisées comme outils et comme armes par les hommes préhistoriques. Les obsidiennes ont généralement une composition chimique analogue à celle des granites et des porphyres quartzifères; cependant, elles peuvent correspondre aussi à d'autres types de roches effusives ayant refroidi très rapidement. Seules l'analyse chimique et la mesure de l'indice de réfraction du verre permettent de classer ces roches dans les familles précédemment décrites. La mésostase vitreuse est généralement caractérisée par des structures fluidales, soulignées par l'orientation des microlites qu'elle contient ou par des lits plus ou moins foncés de fer. Le verre recristallise très lentement après la consolidation de la roche. Pour cette raison, les porphyres quartzifères les plus anciens sont caractérisés par une mésostase finement recristallisée sous forme de très petites aiguilles de quartz et de feldspaths difficilement déterminables au microscope (ce que les auteurs appelaient autrefois la structure pétrosiliceuse, ou pétrosilex).

Les rhyolites très anciennes, ayant subi un léger métamorphisme, acquièrent par dévitrification une structure grenue; les roches ainsi formées sont appelées des **felsites.** Leur nature effusive est déterminable par des restes de structure perlitique ou porphyrique.



Archives photo B

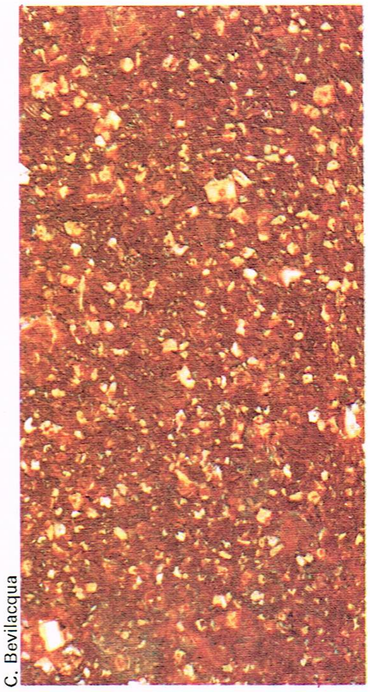


C. Bevilacqua

▲ *En haut, échantillon de* **dacite** *(Égypte) [Londres, British Museum]. Ci-dessus, un échantillon d'*obsidienne *avec cassure conchoïdale caractéristique des laves vitreuses.*



Archives photo B

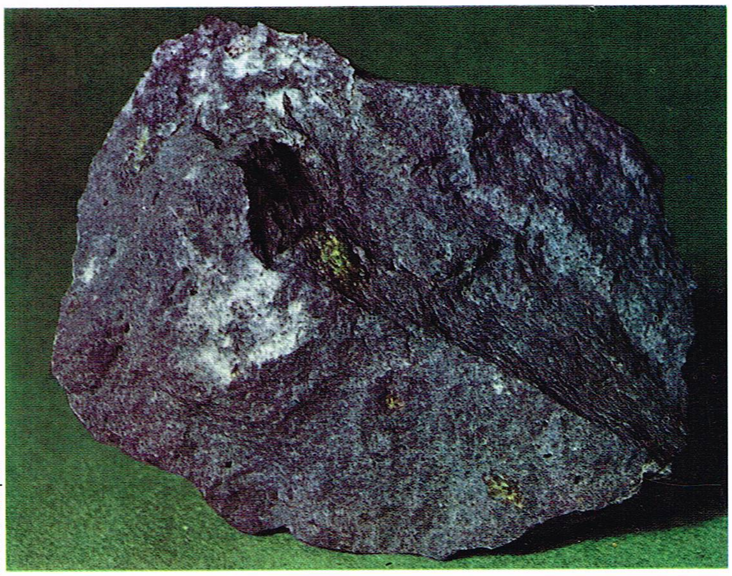


C. Bevilacqua

◀ *A gauche, une* **spessartite** *(val de Sesia, Piedmont, Italie); les principaux composants de ce lamprophyre sont la hornblende en cristaux prismatiques clivés et un plagioclase (lame mince en nicols partiellement croisés). A droite, aspect macroscopique d'une* **rhyolite** *en section polie; en réalité, la plupart des roches désignées par le terme « rhyolites » ou « porphyres quartzifères » sont des ignimbrites.*



C. Bevilacqua



C. Bevilacqua

▲ *A gauche, échantillon d'andésite provenant des îles Salomon (océan Pacifique). A droite, échantillon de basalte avec des cristaux vert-jaune d'olivine disséminés dans la mésostase microgrenue de couleur grise.*

▼ **Andésite à amphibole** *(Siebengebirge, Rhénanie) : la mésostase, caractérisée par une structure fluidale et formée par des microlites de plagioclase, contient des phénocristaux de plagioclase en partie remplacés par de la calcite d'origine secondaire et par de l'amphibole [lame mince en nicols croisés].*



Archives photo B

Les **ponces** sont des fragments de verres acides analogues par leur composition aux obsidiennes, mais caractérisés par un très grand nombre de vacuoles qui résultent de la démixtion de la phase gazeuse. Les ponces sont très légères et ont la propriété de flotter.

Les porphyres quartzifères sont le plus souvent de couleur rouge ou violacée du fait de la présence d'oxydes de fer dans la pâte; c'est le cas général des rhyolites anciennes. Les rhyolites plus récentes, celles de Lusclade (Mont-Dore) par exemple, ont une couleur beaucoup plus claire. Les **liparites** (de l'île de Lipari) sont des rhyolites calco-alcalines potassiques à oligoclase, sanidine et biotite.

Les rhyolites sont très exploitées, notamment en Italie, pour la construction et les revêtements routiers.

LES ANDÉSITES

Les andésites sont des roches à teneur moyenne en silice (environ 60 %), formées par des plagioclases, des ferromagnésiens de type amphibole, biotite et par des ortho- et clinopyroxènes. Elles sont donc, par leurs compositions minéralogique et chimique, l'équivalent effusif des diorites. Leur structure est porphyrique, avec des phénocristaux de feldspaths et d'amphiboles noyés dans une mésostase vitreuse. Le plagioclase est généralement représenté soit par l'oligoclase, soit par l'andésine, en fonction de la composition chimique de la roche totale. En fait, on parle de composition globale du plagioclase car, généralement, ces minéraux sont zonés, leur cœur étant plus riche en calcium que leur bordure. La même différence se manifeste entre les phénocristaux de plagioclase et les microlites de la mésostase.

La présence de quantités de plus en plus importantes de quartz marque le passage progressif des andésites quartzifères aux **dacites**, qui sont, comme nous l'avons signalé précédemment, l'équivalent éruptif des granodiorites. Les andésites plus acides sont généralement caractérisées par la présence de biotite et de hornblende, tandis que les pyroxènes sont nettement dominants dans les andésites à hypersthène et augite qui marquent la transition avec les roches basaltiques. L'olivine peut être présente en petites quantités. Les phénocristaux de biotite et de hornblende sont souvent corrodés au contact de la mésostase. Ils sont remplacés dans leurs bordures par des agrégats microgranulaires de pyroxènes et de magnétite. Les cristaux de pyroxène, par contre, ne montrent aucun signe d'instabilité, ce qui a conduit les auteurs à penser que la transformation des amphiboles en pyroxènes s'effectue par une brusque élévation de la température au moment de la mise en place de la roche.

Les andésites sont particulièrement bien représentées dans les montagnes Rocheuses et dans les Andes. Ces deux chaînes de montagnes se trouvent le long d'un « arc andésitique » qui parcourt la côte occidentale des deux Amériques, descend le long des îles Aléoutiennes, les îles Kouriles, le Japon, les îles Mariannes, la Nouvelle-Guinée, les îles Salomon et Tonga, pour aboutir à la Nouvelle-Zélande et aux côtes de l'Antarctique. L'axe andésitique sépare le fond basaltique de l'océan Pacifique des blocs continentaux avoisinants. Il est depuis longtemps le siège d'une subsidence très marquée de la croûte terrestre, manifeste près de la bordure occidentale de l'océan Pacifique le long de laquelle on constate surtout la présence d'importantes anomalies gravimétriques.

Origine des andésites

Selon certains auteurs, l'épaississement de la croûte sialique aurait comme conséquence une augmentation de la température des niveaux inférieurs de celle-ci. Ce phénomène serait étroitement lié à la radio-activité élevée des roches acides et se traduirait par une fusion partielle de ces roches (anatexie). L'anatexie, dans le cas présent, provoquerait aussi la fusion de minéraux ferromagnésiens, contrairement à ce qui se passe dans le cas de la fusion partielle plus ménagée qui donne naissance aux magmas granitiques. Les processus de cristallisation fractionnée et d'hybridisme, par assimilation de roches préexistantes ou par mélange de plusieurs magmas présentant des stades de différenciation plus ou moins avancés, sont souvent invoqués pour expliquer la genèse des magmas andésitiques. Ceux-ci, par rapport aux magmas granitiques et basaltiques, ne sont pas représentés en tant que magmas primaires. De nombreux géologues pensent que les andésites résultent de la différenciation progressive d'un magma basaltique ayant assimilé du matériel sialique. On constate, de fait, que les laves andésitiques sont souvent associées à des basaltes.

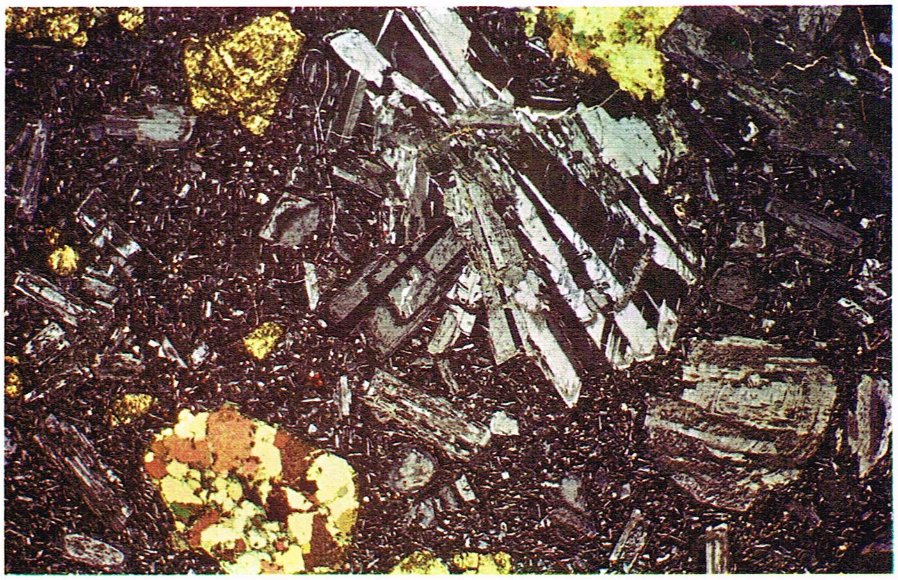
LES BASALTES

Les basaltes sont les roches volcaniques les plus répandues sur notre planète. Leur composition chimique correspond à celle des gabbros qui, contrairement aux basaltes, sont des roches intrusives peu fréquentes. La composition minéralogique des basaltes comprend un plagioclase riche en calcium allant généralement du labrador à la bytownite, un pyroxène orthorhombique ou monoclinique, de l'olivine mais seulement dans certains basaltes, et des minéraux accessoires parmi lesquels la magnétite titanifère est très fréquente.

Anciennement, on appelait basaltes des roches à composition minéralogique différente car on se basait essentiellement sur des critères chimiques. Ainsi, des roches riches en minéraux ferromagnésiens, en plagioclase oligoclase-andésine et en feldspath potassique, d'aspect macroscopique très semblables aux basaltes et très pauvres en silice, étaient classées parmi les basaltes. Actuellement, ces roches sont regroupées, en fonction de critères minéralogiques, dans les familles des trachytes, trachy-andésites et trachy-basaltes. Les basaltes passent progressivement aux andésites à pyroxènes, la distinction macroscopique entre ces deux types de roches est souvent très difficile.

Le *plagioclase* est présent sous forme de phénocristaux zonés, souvent lacunaires, et de microlites tabulaires dans la mésostase. Le *pyroxène* peut être ortho- ou monoclinique; l'orthopyroxène appartient généralement à la série enstatite-hyperstène; il se présente en phénocristaux qui se séparent de manière précoce dans certains basaltes. L'augite est le pyroxène monoclinique que l'on rencontre le plus souvent dans les basaltes, sous forme de phénocristaux ou bien de microlites dans la mésostase. La pigeonite est un pyroxène monoclinique moins calcique et plus magnésien que l'augite. L'*olivine* est le premier minéral à cristalliser dans les magmas basaltiques; elle est présente en phénocristaux très craquelés et en quantités remarquables dans les basaltes à olivine; par contre, elle est absente ou présente en faibles teneurs dans les basaltes tholéitiques. La présence d'olivine peut indiquer un refroidissement très rapide de la lave, si rapide que l'olivine n'a pas le temps de réagir avec la mésostase pour donner les autres minéraux de la série discontinue de Bowen; si l'olivine est présente en grandes quantités, le pyroxène qui cristallise est généralement une augite pauvre en magnésium.

Parmi les minéraux accessoires, on rencontre la hornblende basaltique et, plus fréquemment, la biotite. L'apatite, la magnétite titanifère, l'ilménite se présentent sous forme de petits cristaux dans la mésostase. Dans certains basaltes, la mésostase est entièrement vitreuse, dans d'autres entièrement cristalline. La composition chimique de la mésostase interstitielle est très souvent différente de la composition chimique moyenne de la roche. Elle correspond, en effet, à un résidu fondu dont la composition chimique se rapproche de celle des roches sialiques;



Archives photo B

▲ *Les phénocristaux de plagioclase de cette roche, connue sous le nom de « **mélaphyre** », ont une composition andésino-labradorique; les plages colorées avec des teintes de biréfingence élevée sont formées de cristaux de calcite et autres carbonates remplaçant (pseudomorphosant) des cristaux d'olivine. Ces roches sont le terme de transition entre les basaltes et les andésites.*



C. Bevilacqua

◀ *Lame mince, en lumière polarisée et analysée, d'un* **basalte** *: on observe des cristaux gris-noir lamellaires de plagioclase entrelacés et des cristaux plus trapus et très colorés de pyroxène avec une structure de type intersertal.*



Archives I.G.D.A.

◀ *Lame mince, en lumière polarisée et analysée, d'un* **basalte** *: on observe des cristaux de plagioclase caractérisés par une macle polysynthétique, et des pyroxènes clivés parallèlement à l'allongement des cristaux (cristal orange en bas); les zones noires sont constituées par du verre volcanique qui se comporte comme un minéral isotrope.*

cela est d'autant plus net que la phase cristallisée est importante. Si, par contre, le magma basaltique est figé sous forme de verre sans minéraux exprimés, sa composition chimique est caractéristique des roches basaltiques, c'est-à-dire pauvre en silice et très riche en fer, en magnésium et en calcium.

Le verre volcanique est aussi appelé **palagonite,** d'une localité de Sicile située sur le versant sud de l'Etna. Macroscopiquement, la palagonite est semblable aux verres d'obsidienne, mais par recristallisation elle se transforme en un agrégat microcristallin, essentiellement formé de chlorite.

Des enclaves de nature xénolitique, c'est-à-dire non cristallisées dans le magma basaltique mais empruntées par celui-ci au cours de son ascension, se rencontrent souvent dans les coulées basaltiques. Les enclaves de péridotite sont très caractéristiques des laves basaltiques ; elles résultent de la cristallisation de roches ultrabasiques dans les profondeurs de l'écorce terrestre. On rencontre parfois des xénocristaux de quartz, corrodés ou avec des auréoles réactionnelles, qui proviennent aussi des séries acides traversées par les laves basaltiques. Il ne faut pas confondre les xénolites de quartz avec le quartz pouvant cristalliser dans les derniers résidus de cristallisation des magmas basaltiques, qui se forment dans des conditions filoniennes ou subvolcaniques. C'est le cas de certaines labradorites quartzifères ou de certains basaltes tholéitiques.

Les basaltes sont des roches sombres, très souvent noirâtres ; du fait de phénomènes d'altération, elles peuvent se colorer en rouge-brun ou vert-brun, comme certains gabbros et certaines dolérites. Leur structure est fréquemment porphyrique, plus rarement vitreuse ou sphérolitique. La texture bulleuse ou alvéolaire qui résulte de la démixtion des gaz dissous dans le verre est très fréquente. Les alvéoles sont généralement remplis par des minéraux déposés par des solutions hydrothermales ou des eaux vadoses. Il s'agit essentiellement des différentes formes de la silice (opale, calcédoine, etc.), de calcite et surtout de minéraux de la famille des zéolites.

On subdivise généralement les basaltes en deux grandes catégories : les basaltes tholéitiques et les basaltes à olivine, caractérisés par de légères différences dans leurs compositions chimique et minéralogique.

- Les **basaltes tholéitiques** doivent leur nom à une localité de la Sarre. Ils résultent de la cristallisation d'un magma saturé en silice, donc dépourvu d'olivine. En effet, si le refroidissement est lent, l'olivine réagit avec la mésostase très siliceuse pour former un pyroxène ferromagnésien dépourvu ou pauvre en calcium, c'est-à-dire un pyroxène orthorhombique de type pigeonite. Souvent, cette réaction est bloquée par l'épanchement et le refroidissement de la roche.
- Les **basaltes à olivine** sont caractérisés par des teneurs élevées en olivine ne réagissant que partiellement avec la mésostase pour donner des pyroxènes calciques, comme le diopside ou l'augite titanifère. Les pyroxènes orthorhombiques et la pigeonite sont rares. Lorsque l'olivine constitue environ 50 % de la roche, on a des **basaltes picritiques,** ou *basaltes océaniques,* très répandus dans les fonds et les îles océaniques. L'enrichissement en olivine résulterait d'un phénomène de concentration par gravité de ce minéral, qui se séparerait dans différents niveaux du réservoir magmatique. Les **ankaramites** sont des basaltes très riches en augite et auraient une origine semblable.

La plupart des chercheurs attribuent les différences de composition minéralogique entre les deux types de basaltes aux matériaux originels.

— Dans le *magma basaltique de type océanique, sous-saturé en silice,* l'olivine cristallise en premier. En raison de l'importance du domaine thermique de cristallisation, elle va présenter une zonation, les parties les plus externes du cristal devenant de plus en plus riches dans le terme ferrifère (fayalite). La précipitation d'olivine provoque un appauvrissement en magnésium et en fer du liquide résiduel dans lequel vont apparaître des pyroxènes calciques, comme le diopside ou l'augite. La cristallisation du pyroxène provoque à son tour une baisse de la teneur en calcium et en silice du liquide résiduel, qui va se trouver enrichi en éléments alcalins et en alumine ; c'est ainsi que prennent naissance les trachytes et les phonolites qui accompagnent les basaltes à olivine.

— La cristallisation du *magma basaltique tholéitique, saturé en silice,* commence par la cristallisation de l'olivine, presque immédiatement suivie par sa transformation en pyroxènes orthorhombiques ou en pigeonites, mais parfois aussi associée à des termes augitiques. La cristallisation des pyroxènes se prolongeant pendant un certain intervalle de température, il s'ensuit une zonation des pyroxènes, qui s'enrichissent en fer au fur et à mesure que la cristallisation avance. Le liquide résiduel enrichi en calcium, aluminium et alcalins donne naissance à des roches de la série calco-alcaline (dacites, rhyolites) généralement associées aux basaltes tholéitiques. On pensait autrefois que les basaltes à olivine existaient exclusivement dans les aires océaniques, et les basaltes tholéitiques dans les zones continentales. Des études poussées ont montré que cette règle n'a pas une valeur absolue, bien que l'un ou l'autre type domine respectivement dans les milieux océaniques et continentaux. Par ailleurs, au cours d'un même cycle volcanologique, peuvent s'épancher successivement ou alternativement des coulées appartenant aux deux types de basaltes, avec parfois de nombreux types de roches à composition intermédiaire.

Toutefois, les basaltes océaniques sont très abondants sous les sédiments actuels des fonds océaniques ; les laves constituées de basaltes à olivine s'épanchent au niveau des rides océaniques, où s'effectue l'écartement des plaques tectoniques. Cela laisse supposer que sous les océans affleure un niveau de roches ferromagnésiennes (sima) constitué de péridotites, niveau recouvert par du matériel de composition sialique sur les continents. C'est à partir de la fusion locale et de la différenciation de ce matériel que prendraient naissance les magmas basaltiques. Les xénolites de péridotite rencontrés dans les basaltes à olivine proviendraient, selon certains auteurs, de ce niveau. Pour d'autres au contraire, les modèles de péridotite constitueraient des cumulats de minéraux concentrés par des phénomènes de gravité. Dans les basaltes à olivine, on ne trouve pas d'autres types d'enclaves indiquant l'existence de niveaux sialiques en dessous des océans. Les basaltes de l'île de l'Ascension, placée sur la dorsale médio-atlantique, contiennent des xénolites de roches ignées intrusives de nature granitique hyperalcaline, ce qui pourrait prouver l'origine continentale de cette dorsale.

Les basaltes à olivine sont aussi appelés basaltes alcalins bien que leur teneur en éléments alcalins soit analogue à celle des basaltes tholéitiques des régions continentales. Cette dénomination s'explique par les termes de différenciation qui prennent naissance à partir des magmas basaltiques à olivine, comme les trachytes et les phonolites. La cristallisation fractionnée du magma donne des laves enrichies en minéraux ferromagnésiens, par des fractionnements par gravité, et, à l'opposé, des roches différenciées vers les pôles acides, c'est-à-dire des **mugéarites** (basaltes à plagioclases acide ou neutre, oligoclase ou andésine) et des **trachy-basaltes** (avec sanidine). L'évolution se produit donc vers les pôles alcalins sodiques et potassiques, les produits de différenciations sialique et alcaline se trouvant particulièrement enrichis en éléments volatils. Ces roches se mettent en place de manière explosive sous forme de tufs et de laves de composition trachytique qui peuvent, par différenciation, évoluer vers des termes encore plus acides, comme des rhyolites alcalines. Le plus souvent, en raison du magma originel sous-saturé en silice, elles évoluent vers les termes à feldspathoïdes comme les phonolites à néphéline. Lorsqu'il y a enrichissement en éléments ferromagnésiens, on aboutit à des téphrites et à des basanites à néphéline.

Dans certaines îles volcaniques, l'érosion a mis en évidence les roches intrusives correspondant aux magmas basiques cristallisés dans les cheminées d'alimentation des volcans : il s'agit d'essexites, de théralites et de syénites néphéliniques qui correspondent aux roches effusives rencontrées dans les parties supérieures des édifices volcaniques.

Les basaltes à olivine analogues à ceux que l'on rencontre dans les zones océaniques se trouvent aussi dans des zones continentales, souvent en bordure des bassins océaniques, au voisinage de la « ceinture de feu ».

L'association pétrographique dans laquelle dominent les basaltes tholéitiques, aussi appelés « basaltes de plateau », est caractéristique des aires continentales

stables. L'exemple le plus classique est celui des trapps du Deccan (Inde) d'âge crétacé à éocène, qui s'étendent actuellement sur une surface de 5 000 km²; les basaltes miocènes de l'Oregon (États-Unis) et des États voisins ont une extension à peu près semblable; les basaltes jurassiques du Parana, en Amérique du Sud, s'étendent sur 750 000 km². Les épaisseurs maximales de ces couvertures basaltiques atteignent environ 3 000 m.

Des filons et des sills de dolérite, qui résultent de la cristallisation du magma basaltique présent dans des cheminées ou injecté le long de surfaces de discontinuité des roches encaissantes, sont souvent associés aux coulées basaltiques. Les filons couches de dolérite sont caractérisés par une stratification selon l'ordre d'apparition des minéraux et leur densité; dans leurs parties supérieures, ils peuvent passer progressivement à des roches grenues caractérisées par des structures de type micropegmatitique.

Les basaltes tholéitiques, généralement localisés dans les aires continentales stables, peuvent se trouver associés aux basaltes à olivine dans certaines régions océaniques. C'est le cas, par exemple, des îles Hawaii, qui sont constituées par d'énormes volcans boucliers formés essentiellement de basaltes tholéitiques avec de l'olivine, auxquels succèdent des basaltes alcalins avec leurs termes de différenciation parfois sous-saturés en silice (mugéarites, trachytes, laves à feldspathoïdes). Les rapports entre les deux types de basaltes et leurs termes de différenciation sont analogues mais beaucoup plus compliqués dans les plaques basaltiques de l'océan Atlantique, qui s'étendent du Groenland à la Grande-Bretagne en passant par l'Islande.

Un certain nombre de chercheurs ont interprété l'association basaltes à olivine-basaltes tholéitiques comme le résultat d'une origine unique. A partir d'un magma basaltique à olivine se serait différencié un magma tholéitique, par suite de la séparation précoce de l'olivine; ensuite, les deux magmas auraient évolué vers les deux séries de différenciation déjà soulignées. Mais on peut aussi penser que le magma tholéitique est primaire et que le magma à olivine résulte de ce dernier par concentration gravitative des cristaux d'olivine.

D'autres auteurs pensent que les différences entre les deux séries pourraient être dues soit à différents niveaux de la couche basaltique fondue à partir de laquelle, dans des chambres magmatiques réduites, prennent naissance les laves, soit à la fusion différentielle d'un même niveau péridotitique dans des conditions de température et de pression variables, soit encore à la contamination d'un magma primaire de type basalte océanique, qui assimilerait des roches sialiques au cours de son ascension vers la surface.

D'autres chercheurs, encore, ont émis l'hypothèse d'une diffusion des éléments alcalins au cours du transfert gazeux (démixtion des éléments volatils à partir du bain fondu sous forme de petites bulles) avec différenciation à partir du magma initial de niveaux plus ou moins alcalins et siliceux. Un troisième type fondamental de basalte, très riche en alumine, pourrait résulter de l'accumulation sélective de cristaux de plagioclase à partir d'un magma basaltique primaire.

Les **spilites** constituent un groupe de roches très voisines des basaltes par leur aspect macroscopique, leurs conditions de gisement et leur origine. Comme les basaltes, ce sont des roches effusives riches en minéraux fémiques et à basse teneur en silice, mais le plagioclase en est l'albite (plagioclase très acide, contrairement aux plagioclases basiques des basaltes). Les spilites sont fréquemment associées aux basaltes normaux et se présentent le plus souvent sous forme de « laves en oreiller », ou *pillow lavas* des auteurs anglo-saxons. Les basaltes peuvent aussi présenter cet aspect considéré comme caractéristique des épanchements sous-marins.

La composition chimique des spilites est assez particulière car ces roches sont constituées essentiellement par de l'albite et de la chlorite. Parfois, on rencontre des résidus de plagioclases calciques et de pyroxène (augite) ayant échappé à la transformation en chlorite. Dans certains cas, on observe des indices manifestes de l'albitisation d'un plagioclase originellement calcique. Dans d'autres cas, l'albite a un caractère nettement primaire; il s'agirait donc d'un minéral cristallisé directement à partir du magma. L'épidotite et la calcite, qui sont des minéraux classiques dans les basaltes et les gabbros affectés par des processus métamorphiques ou métasomatiques, se rencontrent généralement en faibles teneurs dans les spilites. Mais cette règle est parfois transgressée et certaines spilites « en oreiller » sont presque entièrement constituées de calcite, seule l'enveloppe des boules de lave conservant la composition spilitique. Généralement les compositions chimique et minéralogique des roches spilitiques subissent de fortes variations du centre vers les bordures des « oreillers ».

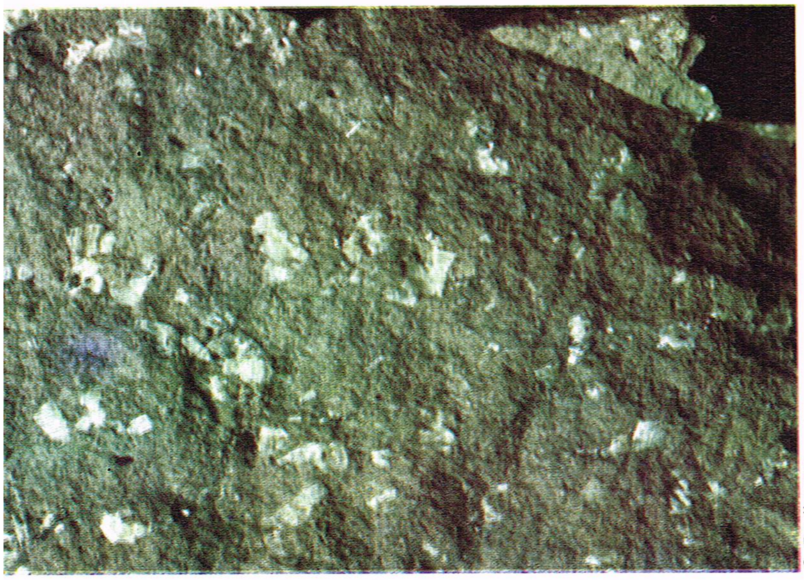
Les spilites, ainsi que les autres roches qui leur sont associées, sont interstratifiées dans des sédiments, préférentiellement d'origine clastique, qui constituent le remplissage des bassins marins à forte subsidence et de forme très allongée appelés géosynclinaux. Après avoir traversé les sédiments accumulés sur plusieurs kilomètres d'épaisseur, les laves spilitiques se sont épanchées sur le fond marin sous une couverture d'eau très importante, qui aurait empêché la démixtion des gaz dissous dans la lave. Les spilites sont souvent associées à des roches sédimentaires formées en milieu marin profond, comme les radiolarites; elles ont par la suite été recouvertes de nouveaux sédiments.

De nombreux chercheurs pensent que les spilites dérivent de la cristallisation d'un magma basaltique enrichi en eau et, peut-être, en sodium et en anhydride carbonique au cours de la traversée des sédiments déposés au fond des océans. La cristallisation primaire des minéraux caractéristiques des spilites à partir du magma basaltique modifié est rendue possible par la présence dans le

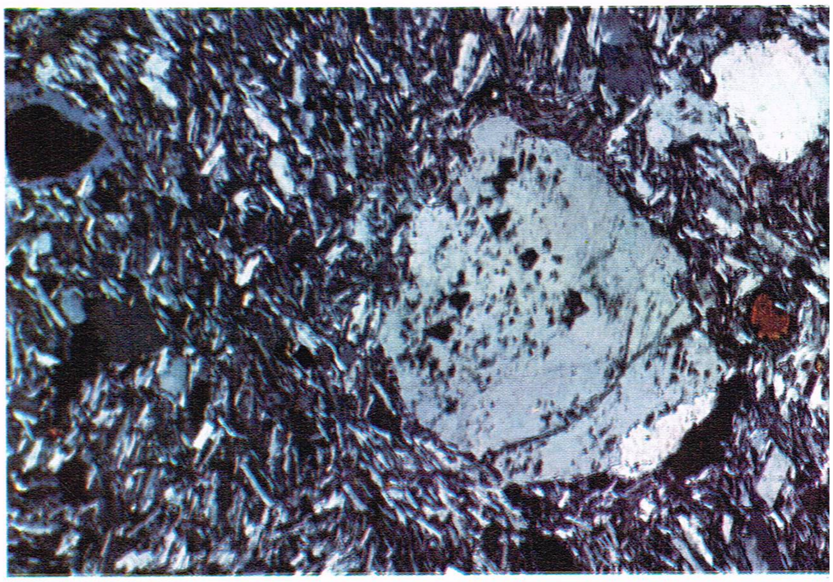


Bavaria

▲ ***Fissuration en colonnes** des basaltes **en Irlande.***



C. Bevilacqua



▲ *A gauche, échantillon de* **trachyte** *avec des cristaux blancs de feldspath potassique (île d'Ischia, Italie). A droite, un* **trachyte** *: le feldspath potassique (sanidine) en phénocristaux gris et en microlites lamellaires dans la mésostase est le principal et presque unique minéral de cette roche; on rencontre aussi quelques minéraux bruns de biotite. Les microlites soulignent une structure fluidale dont est responsable le mouvement de la lave (lame mince en nicols croisés).*

liquide magmatique de nombreux éléments volatils qui ne peuvent s'échapper du fait de la pression hydrostatique exercée par la colonne d'eau. Le magma basaltique originel pourrait s'enrichir en sodium à la suite de la fusion partielle et de l'assimilation de sédiments quartzo-feldspathiques caractéristiques des zones géosynclinales, comme les *grauwackes proprement dits,* qui sont des grès quartzo-feldspathiques grossiers, de couleur vert sombre, formant des bancs massifs alternant avec des niveaux plus fins. Ces roches sont en quelque sorte des sédiments équivalant aux flyschs hercyniens. Les grauwackes au sens international du terme ne doivent pas être confondus avec les grauwackes de décalcification, qui sont des pélites ayant contenu de nombreux fossiles disparus par décalcification. Les grauwackes proprement dits sont caractérisés par une teneur en sodium plus élevée que la teneur en potassium, cela en raison de la présence d'albite. De plus, ces roches se trouvent, après leur formation, enrichies en sodium contenu dans l'eau de mer interstitielle.

Certains auteurs pensent que les spilites résultent de la modification de basaltes normaux, juste après leur épanchement et leur solidification sous les fonds marins. Cette modification serait due à la percolation de solutions fluides riches en sodium et en anhydride carbonique provenant directement de la chambre magmatique ou bien prenant naissance au cours de la traversée de la puissante série de sédiments océaniques encore imprégnés d'eau de mer. L'existence de solutions sodiques responsables du métasomatisme est prouvée par la transformation des roches argileuses voisines des filons spilitiques intrusifs en *cornéenne* à grain très fin et ayant l'aspect du silex. L'observation microscopique montre que ces roches métasomatiques, que l'on appelle *adinoles,* sont constituées par de très fins cristaux de quartz et d'albite. Le métasomatisme sodique peut s'observer également en relation avec des roches doléritiques normales (équivalents intrusifs des basaltes). De plus, l'association des spilites et des basaltes normaux, épanchés pendant les phases initiales d'un cycle orogénique avec des radiolarites et des roches sédimentaires riches en manganèse, laisse penser que l'éruption des laves spilitiques s'accompagne ou est suivie de termes de solutions fluides enrichies en silice, en fer et en manganèse.

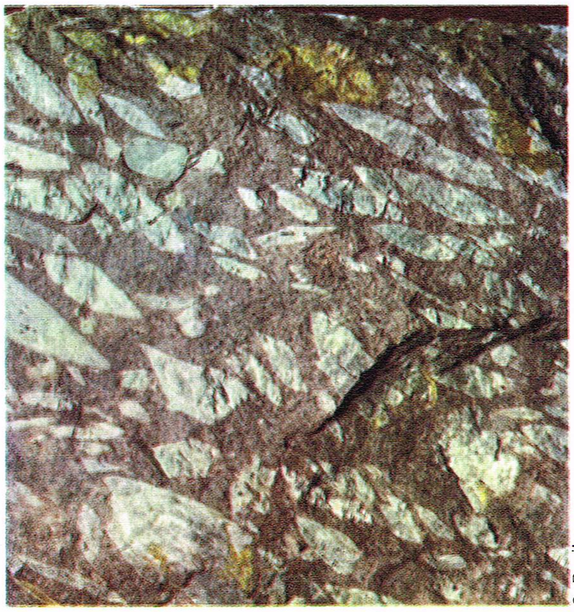
De très nombreuses roches souvent considérées comme des spilites en raison de leur composition minéralogique peuvent résulter de la transformation de basaltes normaux ou de dolérites à la suite de phénomènes métamorphiques régionaux. Cela se traduit par une transformation des minéraux originels et par l'apparition d'albite, d'épidote et de calcite (qui dérivent de l'altération du plagioclase calcique) ainsi que de chlorite (qui dérive de l'altération des pyroxènes).

Les spilites sont les constituants essentiels d'une association pétrographique dont font aussi partie des roches à caractère acide nettement sodique, que l'on appelle *kératophyres* quartzifères ou non. Les kératophyres sont essentiellement formées par un feldspath sodique et par du quartz en teneur variable; chimiquement, leur composition se rapproche de celle des rhyolites et des trachytes mais leur teneur en sodium est toujours plus élevée que leur teneur en potassium. Par ailleurs, on connaît des roches analogues aux spilites et aux kératophyres; souvent associées à ces dernières, elles montrent des signes évidents du remplacement d'un feldspath sodique (albite) originel par un feldspath potassique. Ces phénomènes résultent probablement de la répartition tardive du sodium et du potassium entre les différents termes du complexe effusif, à la suite de venues magmatiques de type hydrothermal.

LES TRACHYTES ET LES PHONOLITES

Les trachytes et les phonolites sont les équivalents effusifs des syénites et des syénites néphéliniques. Ils sont essentiellement formés par un feldspath alcalin, potassique ou sodique, accompagné de feldspathoïdes dans les phonolites. On rencontre aussi dans ces roches des minéraux accessoires ferromagnésiens.

Les **trachytes** doivent leur nom, dérivé du grec, au toucher rugueux qui résulte de leur texture très finement bulleuse ou vacuolaire. Ce sont des roches de couleur blanchâtre ou claire; leur structure est porphyrique, généralement hypocristalline ou microlitique, plus rarement vitreuse. Généralement, le quartz est absent dans les trachytes, comme d'ailleurs dans les syénites, mais on le rencontre parfois sous forme de microlites ou de plages



C. Bevilacqua

▶ *Échantillon de* **porphyre** *rhombique du sud de la Norvège; la roche doit son appellation à la forme rhomboédrique des sections des phénocristaux feldspathiques (Londres, British Museum).*

un peu plus étendues dans la mésostase, ou pâte de fond. Le feldspath est représenté par des phénocristaux et des microlites qui constituent la partie principale de la mésostase : il s'agit généralement de sanidine dans les trachytes potassiques et d'albite ou, plus souvent, d'anorthose dans les variétés sodiques. Les microlites feldspathiques de la mésostase et les phénocristaux de feldspaths, de forme aplatie et allongée, sont généralement tassés les uns contre les autres et disposés de manière parallèle (structure trachytique). C'est aussi cette disposition que l'on appelle structure fluidale ; elle résulte de l'iso-orientation des cristaux au cours de l'écoulement de la lave.

Les **porphyres rhombiques** de Scandinavie sont ainsi nommés car sur leurs échantillons on voit à l'œil nu des sections de feldspaths de forme losangique. Ces cristaux, de couleur blanche à verte, baignent dans une pâte aphanitique de composition anorthosique. Les feldspaths sont des antiperthites (plagioclase sodique contenant des veines d'un feldspath sodi-potassique) ; ils baignent dans une pâte aphanitique de composition anorthosique. Ces roches sont caractéristiques du sud de la Norvège, où elles sont associées aux larvikites dont elles sont souvent considérées comme les équivalents effusifs. Les feldspaths sodiques sont prédominants dans les trachytes alcalins, qui s'associent souvent à d'autres roches contenant de l'albite, les spilites, lesquels dans ce cas prennent le nom de **kératophyres.**

Archives photo B

Les trachytes renferment aussi des minéraux ferromagnésiens, c'est-à-dire de la biotite, des orthopyroxènes et des amphiboles ; parfois, les variétés plus basiques qui résulteraient de l'hybridation avec des roches basaltiques contiennent un peu d'olivine. Dans de nombreux trachytes, on rencontre des pyroxènes et des amphiboles sodiques (actinite-ægyrine-cossirite-ænigmatite), et cela non seulement dans les trachytes hyperalcalins mais aussi dans les trachytes normaux potassiques. Dans l'île de Pantelleria, on rencontre, associés aux pantellérites qui sont des rhyolites hyperalcalines avec des faibles quantités de quartz, des trachytes sodiques constitués essentiellement par de l'anorthose et de la cossyrite, qui est une amphibole sodique très rare. Les **trachytes pantelléritiques** sont dépourvus de quartz mais peuvent contenir des petites quantités d'olivine.

Les phonolites sont des roches grisâtres, d'aspect assez semblable à celui des trachytes ; elles doivent leur nom au fait que lorsqu'elles sont percutées par un marteau elles émettent un son particulier. Généralement, ce sont des roches compactes qui ne montrent pas la texture bulleuse de nombreux trachytes. L'association de feldspaths et de feldspathoïdes est caractéristique des roches phonolitiques ; ces minéraux sont nettement prédominants sur les minéraux ferromagnésiens, les phonolites sont donc les équivalents effusifs des syénites à feldspathoïdes. Les phonolites résultent de la cristallisation de magmas sous-saturés en silice et très riches en éléments alcalins ainsi qu'en aluminium. On connaît tous les stades de transition entre les trachytes et les phonolites proprement dites, riches en feldspathoïdes. Les termes de passage sont appelés **trachytes phonolitiques** s'ils contiennent des petites quantités de feldspathoïdes et de zéolites sodiques associées à des quantités plus ou moins importantes de feldspath potassique ou sodipotassique (anorthose), et à des minéraux ferromagnésiens en faible teneur, c'est-à-dire des amphiboles et des pyroxènes sodiques ainsi que, parfois, des petites quantités d'olivine.

Les phonolites proprement dites contiennent des pourcentages notables de feldspathoïdes avec des zéolites et sont classées en fonction du feldspathoïde dominant.

— Le type le plus commun est représenté par des **phonolites à néphéline** dans lesquelles la néphéline est associée à de la sanidine ou à de l'anorthose avec, en plus, les minéraux ferromagnésiens que l'on rencontre dans les trachytes. Dans certaines phonolites néphéliniques, on trouve aussi de l'analcime, qui est une zéolite sodique ; d'autres contiennent, outre de la néphéline, des feldspathoïdes comme la sodalite et la noséane.

— Un second groupe est représenté par les **phonolites à leucite,** dans lesquelles on rencontre, en plus des minéraux des phonolites à néphéline, la leucite. La leucite peut être présente en faibles quantités ou bien en quantités prédominantes par rapport à la néphéline ; on parle alors de **leucitophyres,** composées essentiellement de phénocristaux de leucite, parfois accompagnés d'autres feldspathoïdes, comme la noséane et l'haüyne, avec de nombreux minéraux ferromagnésiens représentés par des pyroxènes et des amphiboles sodiques, de la biotite, noyés dans une mésostase formée de microlites de sanidine et, en moindre quantité, de néphéline. Si la quantité de néphéline est très élevée, on a des **leucitophyres néphéliniques ;** l'accroissement de la teneur en haüyne aboutit à la formation de roches que l'on appelle des **haüynites ou haüynophyres.**

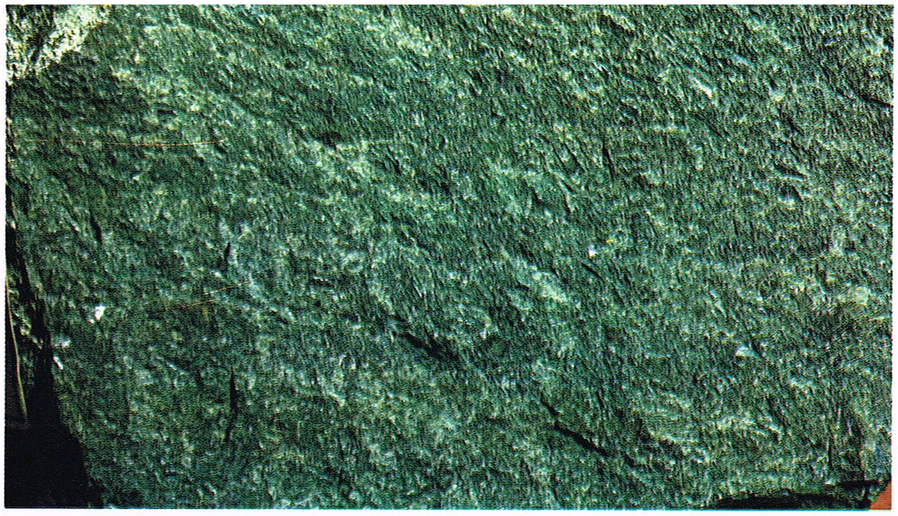
La majeure partie des trachytes et des phonolites possède une structure porphyrique ; leur mésostase est essentiellement ou entièrement cristallisée. Toutefois, on connaît des trachytes à structure vitreuse et parfois caractérisés par une texture très bulleuse, qui prennent le nom d'obsidiennes et ponces trachytiques ; les obsidiennes trachytiques sont de couleur foncée contrairement aux trachytes normaux qui sont très clairs.

Les trachytes alcalins ou sodiques sont bien représentés en France ; ils jouent un rôle important dans le volcanisme du Velay. Ils se présentent sous forme de pitons, ou « sucs », qui dominent les plateaux voisins. Ces pitons se forment par concentration *in situ* de la lave extrêmement visqueuse qui n'arrive pas à s'écouler.

LES TRACHY-ANDÉSITES ET LES TRACHY-BASALTES

Les trachy-andésites et les trachy-basaltes sont des roches effusives constituées par l'association d'un plagioclase sodico-calcique (oligoclase-andésine) ou calco-sodique (andésine-labrador) avec un feldspath alcalin, généralement de la sanidine, et des minéraux ferromagnésiens. La différenciation entre trachy-andésites et trachy-basaltes est fonction de la composition du plagioclase.

Dans les **trachy-andésites,** le plagioclase est acide (oligoclase, voire andésine) ; il se présente sous forme de phénocristaux analogues à ceux que l'on rencontre dans les andésites. La sanidine se situe généralement dans la mésostase sous forme de microlites. Mais cette disposition n'a pas un caractère général et, parfois, on rencontre la sanidine sous forme de phénocristaux et le plagioclase en microlites dans la pâte, ce qui rend cette roche très semblable aux trachytes. Les minéraux ferromagnésiens sont assez peu représentés dans ces types de roches ;



C. Bevilacqua



Archives photo B

▲ *En haut, aspect macroscopique d'une* **phonolite** *des îles Canaries. Ci-dessus,* **phonolite à néphéline :** *la pâte de fond (mésostase) est essentiellement formée par des microlites allongés de sanidine et des petits prismes trapus de néphéline ; le gros cristal est un plagioclase sodique de type albite avec une zone externe ou auréole de sanidine. La présence de l'albite dans ces roches est inhabituelle (lame mince en nicols croisés).*



R. Clochiatti

Archives photo B

▲ *Dans le Massif central, les trachytes calco-alcalins, auxquels on a attribué des dénominations locales, constituent l'ensemble des volcans d'Auvergne.*
▼ *Ci-dessous, un échantillon de* téphrite *montrant une structure bulleuse nette. En bas,* téphrite à néphéline : *le plagioclase (cristaux gris) et l'augite (cristaux de teintes vives) se présentent sous forme de lamelles, la néphéline sous forme de plages irrégulières. On remarque un peu de calcite d'origine secondaire (lame mince en nicols croisés).*



C. Bevilacqua



Archives photo B

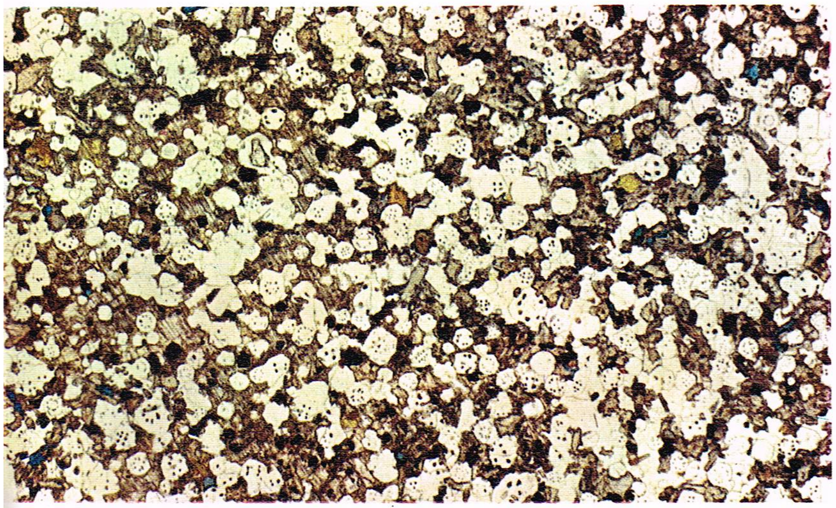
ils sont constitués essentiellement de biotite et, de manière plus accessoire, d'amphibole. Les trachy-andésites sont les équivalents effusifs des monzonites, et constituent un terme de transition entre les roches effusives intermédiaires de la série alcaline (trachytes) et celles de la série calco-alcaline (andésites). Ils peuvent se trouver associés avec des laves appartenant à ces deux groupes auxquels ils passent progressivement. Dans les Andes et les montagnes Rocheuses, ils sont associés avec des andésites. Ils constituent avec ces roches les équivalents effusifs des batholites granodioritiques et monzonitiques de cette région. Les auteurs anglo-saxons désignent souvent les trachy-andésites sous le nom de **latites** (du Latium, région de l'Italie centrale où ces roches sont assez abondantes).

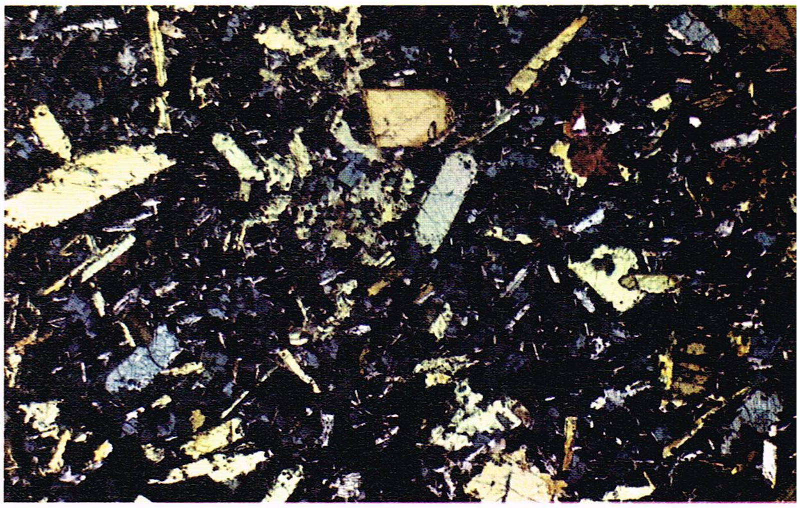
Les **trachy-basaltes** sont des roches effusives d'aspect très semblable aux basaltes, avec lesquels elles sont souvent associées. La différence entre les trachy-basaltes et les basaltes est fondée sur la présence de feldspath potassique (généralement sanidine ou anorthose), d'un plagioclase de type labrador ou bytownite et de minéraux ferromagnésiens caractéristiques des basaltes, c'est-à-dire des pyroxènes et parfois de l'olivine. Certains auteurs rangent parmi les trachy-basaltes des roches d'aspect et de composition chimique voisins de ceux des basaltes mais qui contiennent, en plus des minéraux ferromagnésiens des basaltes, un plagioclase de type oligoclase ou andésine. On donne à ces roches le nom de **mugéarites.** Celles-ci sont généralement associées à des basaltes à olivine, dont elles pourraient résulter par différenciation fractionnée vers un pôle alcalin. Certains auteurs désignent les trachy-basaltes par le nom d'**hawaiites.**

Les définitions des trachy-andésites et des trachy-basaltes sont souvent différentes en fonction des auteurs considérés. Cela est dû au fait que certains tiennent compte de la composition chimique des roches, et d'autres de leur composition minéralogique, critère habituellement utilisé. La distinction entre les deux familles s'effectue, le plus souvent, en fonction de la qualité du plagioclase. Des roches appartenant aux deux familles se trouvent parfois dans un même complexe volcanique, où elles peuvent constituer une suite de différenciation continue entre le pôle andésitique et le pôle basaltique. Leur origine est encore incertaine. Souvent, elles sont considérées comme le résultat d'un phénomène d'hybridisme entre un magma basaltique et un magma trachytique, ce dernier pouvant provenir par différenciation fractionnée du même basalte.

En France, les trachytes calco-alcalins (trachy-andésites et trachy-basaltes) sont très répandus en Auvergne, où ils forment une suite presque continue allant d'un pôle hololeucocrate (roches complètement blanches de type trachytique) jusqu'à un pôle mésocrate (roches sombres à tendance basaltique). Dans le Massif central, on leur a attribué une dénomination locale distinguant quatre types : les *domites,* les *sancyites,* les *doréites* et les *trachy-basaltes.*

La **domite** constitue l'ensemble du volcan du puy de Dôme. Il s'agit d'un trachy-andésite de couleur blanche à l'aspect et à la consistance crayeux. Les phénocristaux





Archives photo B

sont très rares et la mésostase est constituée par des microlites d'oligoclase dominants et par de la sanidine. On rencontre quelques paillettes de biotite, qui constitue le seul minéral ferromagnésien, et parfois de la silice sous forme de cristobalite et de tridymite.

La **sancyite** doit son nom au pic du puy de Sancy. C'est aussi un trachy-andésite, mais de couleur grise et au toucher rugueux; sa structure est nettement porphyrique. Les phénocristaux sont constitués de sanidine et d'andésine; la pâte contient un peu de verre ainsi que de nombreux microlites de feldspath, de biotite, d'amphibole et un peu d'augite. La cristobalite et la tridymite sont toujours présentes.

Dans la **doréite**, dont le nom dérive du massif du Mont-Dore, la couleur sombre est accentuée par l'apparition de quantités de plus en plus importantes de minéraux ferromagnésiens; les minéraux ferromagnésiens sont la hornblende, l'augite et parfois l'olivine.

Les **trachy-basaltes** sont des trachytes mésocrates à faciès basaltiques, sans nom particulier. Ce sont des roches constituées par du labrador en phénocristaux et microlites entourés par une couronne de sanidine; les minéraux ferromagnésiens sont, comme dans les basaltes vrais, de l'augite violette titanifère et de l'olivine.

LES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES A FELDSPATHOIDES

Il convient de réunir dans une catégorie unique les différentes roches effusives basiques et ultrabasiques à feldspathoïdes, car un grand nombre de ces roches se trouve associé dans les mêmes appareils volcaniques. Ce sont généralement des roches de couleur sombre, très riches en minéraux ferromagnésiens. Lorsque les feldspathoïdes et les zéolites sont représentés, ils se détachent du fond de la roche sombre par leur couleur claire. La subdivision en roches basiques ou ultrabasiques s'effectue en fonction de la présence ou non du plagioclase calcique.

Les **téphrites** et les **basanites** sont des roches basiques à feldspathoïdes; elles ont une composition minéralogique assez voisine mais les premières sont dépourvues d'olivine. Ces roches sont semblables aux basaltes, macroscopiquement et microscopiquement, la seule différence fondamentale étant la présence de feldspathoïdes et de zéolites. Elles contiennent des minéraux caractéristiques, comme la néphéline, la leucite et l'analcime, seuls ou associés; on rencontre parfois aussi d'autres feldspathoïdes, comme l'haüyne.

Les téphrites et les basanites ont une structure porphyrique avec des phénocristaux de leucite, d'augite et de plagioclase. Le plagioclase est aussi présent dans la mésostase sous forme de microlites (la mésostase est très souvent vitreuse); le plagioclase est généralement un labrador ou une bytownite zonée. La leucite se présente en trapézoèdres ou leucitoèdres, caractérisés par des contours arrondis et des inclusions vitreuses disposées régulièrement dans des plans de croissance du cristal. Les minéraux ferromagnésiens sont présents en quantités variables, mais toujours assez importantes : il s'agit d'augite normale ou sodique, plus rarement de hornblende basaltique, de biotite et parfois d'olivine. L'analcime est généralement disposée dans les espaces laissés libres par les autres minéraux par suite de sa cristallisation tardive. Cela est également valable pour la néphéline, qui peut aussi se présenter en cristaux idiomorphes.

Les **leucitites** appartiennent à un groupe de roches effusives caractérisées par l'association de feldspathoïdes et de minéraux ferromagnésiens ainsi que par l'absence totale de plagioclase. Il s'agit de roches alcalines sous-saturées en silice qui accompagnent souvent les phonolites, dont elles dérivent par différenciation vers le pôle ferromagnésien. Elles ne peuvent être considérées comme des basaltes car elles sont dépourvues de plagioclases; les variétés à olivine sont parfois appelées basaltes leucitiques, néphéliniques ou mélilitiques. Les leucitites sont, sans aucun doute, les plus répandues parmi ces roches; souvent associées aux téphrites, elles renferment, outre la leucite, du pyroxène monoclinique, de la biotite et quelques autres minéraux en quantités accessoires, comme la néphéline, l'haüyne et la mélilite. L'**italite** est un terme régional qui désigne une leucitite presque exclusivement formée de cristaux de leucite et de verre volcanique. C'est une roche résultant d'une différenciation gravitative avec accumulation des cristaux de leucite très légers dans les parties hautes de la lave. Elle constitue une roche intrusive à caractère superficiel, voire subvolcanique. Les **leucitites à olivine**, appelées aussi improprement *basaltes leucitiques,* sont assez répandues; elles contiennent sou-

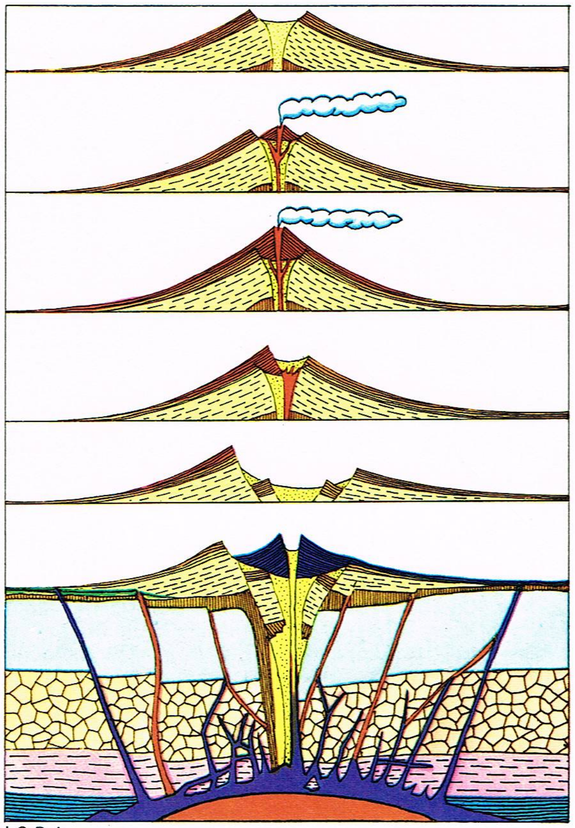
▲ *A gauche,* **leucitite** *de Capo Bove (Rome) : de petits cristaux de leucite montrent des inclusions vitreuses disposées parallèlement aux faces des cristaux; des plages de verre volcanique incolore sont accompagnées de petits cristaux d'augite et de mélilite ainsi que des cristaux opaques de magnétite (lame mince en nicols croisés).*
A droite, **néphélinite** *: la néphéline se présente sous forme de petits cristaux avec des teintes de biréfringence du gris foncé au noir, associés à des cristaux d'augite colorés et de plus grandes dimensions (lame mince en nicols presque croisés).*

▼ *Un macro-échantillon de* **leucitite** *(Latium, Italie).*



C. Bevilacqua

▶ *Superposition dans le temps et l'espace de coulées et de projections pyroclastiques de composition chimique différente pendant l'évolution du mont Somma (Vésuve). Du haut vers le bas : le Somma Primitif constitué de projections tufacées et de coulées trachytiques; dans sa caldeira s'est construit le Somma Ancien formé de coulées de téphrites leucitiques avec un feldspath potassique; puis l'Ancien Somma a été détruit par de nombreuses explosions qui se sont accompagnées du dépôt de matériaux pyroclastiques de même composition que les téphrites leucitiques (Jeune Somma). Dans la vaste caldeira sommitale du Jeune Somma, formée au cours de la terrible explosion de 79 après J.-C. qui détruisit Pompéi et Herculanum, s'est construit l'actuel Vésuve formé de leucites téphritiques (d'après Rittmann).*



I.G.D.A.-

vent de la phlogopite, un mica magnésien. Certaines leucitites contiennent un verre volcanique très siliceux, le résidu magmatique surfondu n'ayant pas réagi avec la leucite pour la transformer en orthose. D'autres roches leucitiques contiennent des petites quantités de sanidine et marquent le stade de passage entre les phonolites et les leucitophyres.

Les **néphélinites** contiennent de la néphéline avec de très nombreux minéraux ferromagnésiens, parmi lesquels l'augite sodique ou titanifère est prédominante. L'olivine caractérise les **néphélinites à olivine,** parfois appelées de manière impropre *basaltes néphéliniques*. Le mica phlogopite et le sphène forment de vastes plages qui emprisonnent des petits cristaux de néphéline primaire; la néphéline peut se présenter aussi bien en cristaux xénomorphes qu'automorphes. Les pyroxènes montrent parfois des auréoles d'accroissement tardives qui piègent des cristaux de néphéline et de magnétite. Des roches de même composition chimique, mais totalement vitreuses, se rattachent à cette catégorie.

La néphéline peut être remplacée par de la kalsilite ou par de la kaliophylite. Ces minéraux ont une famille chimique et un réseau cristallin assez semblables à ceux de la néphéline, mais le sodium se trouve remplacé par du potassium. Dans le cas de la néphéline, les possibilités de substitution du sodium par le potassium sont limitées. A température très élevée, ces minéraux peuvent se mélanger en toutes proportions; à des températures plus basses, il y a démixtion de deux phases comme dans le cas des perthites et des antiperthites. Les roches à kalsilite résultent de la cristallisation d'un magma encore plus pauvre en silice que celui qui donne naissance aux roches basiques à leucite. La formule chimique de la kalsilite $KAlSiO_4$ montre en effet une molécule de SiO_2 de moins que celle de la leucite $KAlSi_2O_6$.

Les **mélilitites** sont des laves contenant de la mélilite, minéral voisin des feldspathoïdes car très pauvre en silice mais dans lequel les alcalins sont remplacés par du calcium et du magnésium. Elles peuvent être prises en considération avec les roches à feldspathoïdes. Elles comprennent de la mélilite et de l'olivine dominantes (ce qui leur a valu longtemps le nom de basaltes à mélilite) avec parfois du pyroxène, de la néphéline, de la chromite et de la pérowskite. Dans certaines mélilitites, la biotite titanifère peut devenir le minéral fondamental ou cardinal, la calcite étant souvent présente comme minéral accessoire. Les mélilitites caractérisées par une teneur élevée en calcium se présentent sous forme de gisements filoniens et sont associées à des carbonatites.

Des études de synthèse ont montré que l'association pyroxène monoclinique-néphéline, caractéristique des néphélinites, se transforme à température élevée en association olivine-mélilite, caractéristique des mélilitites. Les mélilitites sont donc des roches hyposiliceuses alcalines qui résultent d'un refroidissement brutal. Elles sont liées à des phénomènes d'appauvrissement en silice d'un magma de type basaltique analogue à ceux qui donnent naissance aux roches sialiques à feldspathoïdes.

Origine des roches basiques et ultrabasiques à feldspathoïdes

Les roches basiques et ultrabasiques contenant de la leucite se trouvent dans certaines provinces pétrographiques bien délimitées, localisées dans des zones continentales; les zones les plus classiques de ce type de volcanisme sont le Latium et la Campanie en Italie.

Les auteurs qui ont étudié les provinces pétrographiques potassiques ont émis plusieurs théories pour expliquer ce type particulier de différenciation des magmas primaires.

Le volcanologue A. Rittmann a appliqué aux laves leucitiques du Vésuve la théorie de R.A. Daly. Selon Rittmann, les leucitites du Vésuve résulteraient de l'assimilation par un magma originellement trachytique de roches calcaires et dolomitiques qui constituent le substratum du Vésuve. A partir de ce magma enrichi en calcium et magnésium se seraient séparés par gravité des cristaux appartenant essentiellement à la famille des pyroxènes, ce qui aurait provoqué un appauvrissement en silice du magma. Ce magma se serait, par la suite, enrichi en éléments alcalins provenant de la chambre magmatique profonde et transportés par les éléments volatils. Le sodium, toujours par l'effet des gaz, se serait échappé à travers les parois de la chambre magmatique. L'ensemble de ces phénomènes complexes de différenciation a abouti en premier lieu à l'effusion de roches de type trachytique, suivie, après une période de calme, par l'effusion de téphrites leucitiques avec un feldspath potassique qui ont construit le Vieux Somma. Ce dernier a été recouvert par un stratovolcan de téphrites leucitiques qui ont construit le Nouveau Somma. Le Vésuve actuel a pris naissance, dans des temps historiques, dans la caldeira terminale du Nouveau Somma; il est formé par des leucitites contenant un peu de plagioclase. Les fréquents phénomènes explosifs qui ont secoué ce volcan ont amené à l'affleurement des enclaves calcaires thermo-métamorphosées et des enclaves de syénites et de syénites néphéliniques qui représenteraient les produits de cristallisation du magma en profondeur. L'hypothèse de Rittmann ne peut s'appliquer aux autres complexes effusifs leucitiques, dépourvus de xénolites calcaires, épanchés sous les phénomènes éruptifs caractéristiques du mont Somma.

D'autres chercheurs pensent que les laves leucitiques dérivent des magmas ultrabasiques alcalins de type péridotique (kimberlites), dépourvus des minéraux de première cristallisation. Ces magmas auraient donné naissance dans des conditions intrusives et à haute pression à des dunites et des éclogites. Le résidu magmatique alcalin, après avoir assimilé les minéraux potassiques des roches sialiques, aurait par la suite donné naissance à des laves leucitiques feldspathiques et non feldspathiques. Cette hypothèse se heurte au fait que les magmas péridotitiques n'existeraient pas à l'état fondu dans la croûte terrestre. On a aussi émis l'idée d'une fusion sélective et d'une assimilation de roches préexistantes par des magmas de type carbonatitiques, ainsi que l'hypothèse d'un processus essentiellement métasomatique avec enrichissement en potassium et en autres éléments d'origine profonde avec fusion successive.

Dans l'ensemble, on admet que les laves leucitiques dérivent de magmas basaltiques alcalins, à la suite de l'assimilation de roches sialiques potassiques, ainsi que le confirment les xénolites que l'on rencontre dans les laves leucitiques; ces enclaves xénolitiques sont souvent cristallines ou même vitreuses. L'enrichissement en potassium se traduit par la cristallisation de la leucite à partir des produits de différenciation du magma basaltique alcalin, au lieu de la néphéline observée normalement dans les cas où il n'y a pas assimilation de roches sialiques.

(Suite dans le volume II de Géologie.)